

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS**  
**Departamento de Geodinámica**



**GEOMORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN PALEOCLIMÁTICA  
DURANTE EL CUATERNARIO A PARTIR DEL ESTUDIO  
DE LOS MACIZOS KÁRSTICOS DE LOS BORDES DEL  
SISTEMA CENTRAL Y DE VALPORQUERO, LEÓN**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR**  
**PRESENTADA POR**  
**Julio Barea Luchena**

Bajo la dirección de los doctores:  
Jerónimo López Martínez y Juan de Dios Centeno

**Madrid, 2001**

**ISBN: 84-669-1774-8**

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID  
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**

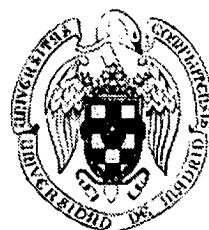
**Departamento de Geodinámica**



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



5314019365



**GEOMORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN  
PALEOCLIMÁTICA DURANTE EL  
CUATERNARIO A PARTIR DEL ESTUDIO  
DE LOS SISTEMAS KÁRSTICOS DE LOS  
BORDES DEL SISTEMA CENTRAL Y  
DE VALPORQUERO, LEÓN**

**TESIS DOCTORAL**

Presentada por Julio Barea Luchena  
para optar al grado de doctor

**Director de la Tesis**

Dr. Jerónimo López Martínez

Dpto. Química Agrícola,  
Geología y Geoquímica  
Universidad Autónoma de Madrid

**Tutor**

Dr. Juan de Dios Centeno

Dpto. Geodinámica  
Universidad Complutense de Madrid

Febrero, 2001



La presente Tesis Doctoral es una contribución al proyecto PB97-1267-CO3-02 de la  
Dirección General de Investigación Científica y Técnica.

*La palabra "caverna" no puede expresar mi pensamiento para pintar este inmenso lugar. Pero las palabras del lenguaje humano no pueden resultar suficientes para los que se aventuran en los abismos del globo.*

Viaje al centro de la Tierra  
Jules Verne (1864)



426 170346

## ÍNDICE

	<i>Pág.</i>
Agradecimientos	
Resumen .....	3
Summary.....	5
PARTE I. INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y ANTECEDENTES	
1. INTRODUCCIÓN .....	9
2. OBJETIVOS .....	11
3. ANTECEDENTES .....	13
PARTE II. METODOLOGÍA, ÁMBITO GEOGRÁFICO Y ENCUADRE GEOLÓGICO	
4. METODOLOGÍA .....	17
4.1. Trabajos de campo .....	17
4.2. Análisis de laboratorio.....	18
4.3. Estudios de gabinete.....	19
5. ÁMBITO GEOGRÁFICO .....	20
5.1. Zonas de estudio.....	20
5.2. Climatología .....	24
5.3. Hidrología superficial.....	25
6. ENCUADRE GEOLÓGICO.....	27
6.1. Estratigrafía de las unidades karstificables.....	27
6.1.1. Estratigrafía del Cretácico en el borde sur del Sistema Central .....	27
6.1.2. Estratigrafía del Cretácico en el borde norte del Sistema Central.....	30
6.1.3. Estratigrafía del macizo de Valporquero .....	33
6.2. Tectónica y estructura geológica .....	36
6.2.1. Sistema Central .....	36
6.2.1.1. Antecedentes .....	36
6.2.1.2. Evolución alpina.....	37
6.2.1.3. Neotectónica.....	38
6.2.2. Macizo de Valporquero .....	39
7. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL .....	41
7.1. Sistema Central.....	41
7.1.1. Superficies de erosión.....	41
7.1.2. Geomorfología glaciár y periglaciár .....	42
7.1.3. Geomorfología fluvial.....	42
7.1.4. Raña.....	43
7.2. Macizo de Valporquero .....	44
7.2.1. Geomorfología glaciár y periglaciár .....	44
7.2.2. Geomorfología fluvial.....	45
7.2.3. Depósitos de ladera.....	46
8. HIDROGEOLOGÍA KÁRSTICA .....	47
8.1. Sistema Central.....	47
8.2. Macizo de Valporquero .....	48

### PARTE III. RESULTADOS DEL ESTUDIO DE LOS MACIZOS KÁRSTICOS

9. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA EXOKÁRSTICA Y ENDOKÁRSTICA .....	53
9.1. Macizos kársticos de los bordes norte y sur del Sistema Central.....	53
9.1.1. Antecedentes espeleológicos.....	54
9.1.2. Geomorfología exokárstica .....	55
9.1.3. Geomorfología endokárstica .....	55
9.2. Principales macizos estudiados.....	58
9.2.1. Macizos kársticos del borde sur del Sistema Central .....	58
9.2.1.1. Macizo de Patones-Cerro de la Oliva .....	58
9.2.1.1.1. Litoestratigrafía y estructura geológica .....	59
9.2.1.1.2. Geomorfología exokárstica .....	60
9.2.1.1.3. Geomorfología endokárstica .....	62
9.2.1.2. Macizo de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra.....	70
9.2.1.2.1. Litoestratigrafía y estructura geológica .....	70
9.2.1.2.2. Hidrología e hidrogeología .....	71
9.2.1.2.3. Geomorfología exokárstica .....	71
9.2.1.2.4. Geomorfología endokárstica .....	72
9.2.1.3. Macizo de Tamajón.....	78
9.2.1.3.1. Litoestratigrafía y estructura geológica .....	78
9.2.1.3.2. Hidrogeología .....	80
9.2.1.3.3. Geomorfología exokárstica .....	81
9.2.1.3.4. Geomorfología endokárstica .....	85
9.2.1.4. Macizo de Muriel .....	94
9.2.1.5. Macizo de Somolinos .....	97
9.2.1.6. Macizo de Lozoya .....	100
9.2.2. Macizos kársticos del borde norte del Sistema Central.....	102
9.2.2.1. Macizo de Prádena .....	102
9.2.2.1.1. Litoestratigrafía y estructura geológica .....	102
9.2.2.1.2. Geomorfología exokárstica .....	103
9.2.2.1.3. Geomorfología endokárstica .....	104
9.2.2.2. Macizo de Pedraza .....	114
9.2.2.2.1. Litoestratigrafía y estructura geológica .....	115
9.2.2.2.2. Geomorfología exokárstica .....	115
9.2.2.2.3. Geomorfología endokárstica .....	115
9.2.2.3. Macizo de Torreiglesias .....	119
9.2.2.4. Cañón del río Duratón .....	121
9.2.2.5. Cañón del río Riaza .....	123
9.2.3. Macizo de Valporquero .....	128
9.2.3.1. Litoestratigrafía y estructura geológica .....	128
9.2.3.2. Hidroquímica de las aguas subterráneas .....	128
9.2.3.3. Geomorfología exokárstica.....	135
9.2.3.4. Geomorfología endokárstica.....	137
9.2.3.4.1. Antecedentes espeleológicos.....	137
9.2.3.4.2. Sistema kárstico de Valporquero.....	138
9.2.3.4.3. Otras cavidades .....	145
10. PETROLOGÍA DE LOS MACIZOS KÁRSTICOS .....	147
10.1. Sistema Central.....	147
10.2. Macizo de Valporquero .....	153
11. LA FRACTURACIÓN EN LOS MACIZOS KÁRSTICOS .....	155
11.1. Relación entre la fracturación y el desarrollo del karst.....	155
11.2. Efectos neotectónicos .....	158

12. SEDIMENTOLOGÍA Y GEOCRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS ENDOKÁRSTICOS.....	162
12.1. Sedimentos detríticos .....	162
12.1.1. Depósitos estudiados .....	163
12.1.1.1. Mineralogía total .....	166
12.1.1.2. Mineralogía de la arcilla.....	167
12.1.2. Interpretación sedimentológica.....	168
12.2. Restos paleontológicos.....	175
12.3. Depósitos de precipitación química.....	180
12.3.1. Estudio geocronológico de espeleotemas .....	180
12.3.1.1. Antecedentes .....	181
12.3.1.2. Resultados de las dataciones de espeleotemas de la zona centro.....	182
12.3.2. Isótopos estables en espeleotemas .....	188
12.3.2.1. Resultados de los análisis de isótopos estables en espeleotemas.....	191
PARTE IV. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS: EVOLUCIÓN REGIONAL DEL KARST Y DEDUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS	
13. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS E ISOTÓPICOS .....	199
13.1. Discusión de los resultados geocronológicos y comparación con otros ámbitos geográficos.....	199
13.2. Discusión de los resultados de los análisis de isótopos estables y comparación con otros ámbitos geográficos .....	205
14. EVOLUCIÓN DEL KARST EN LOS BORDES DEL SISTEMA CENTRAL Y EN EL MACIZO DE VALPORQUERO.....	208
14.1. Fases de relleno y de erosión de los sedimentos endokársticos.....	208
14.2. Generaciones de espeleotemas reconocidas .....	212
14.3. Relación de la neotectónica con la evolución del karst .....	214
14.4. Reconstrucción de la evolución del karst en los macizos estudiados .....	216
15. DEDUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS RELACIONADAS CON LA EVOLUCIÓN DEL KARST.....	223
PARTE V. RESUMEN DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES	
16. RESUMEN DE LOS RESULTADOS.....	229
17. CONCLUSIONES FINALES .....	234
PARTE VI. BIBLIOGRAFÍA	
18. Referencias bibliográficas.....	239
Lista de acrónimos.....	267

## AGRADECIMIENTOS

A la hora de finalizar una Tesis Doctoral, la parte más grata de redactar es sin lugar a dudas la dedicada a los agradecimientos. Al redactarlos, uno recuerda a todas las personas que de una u otra manera han ayudado, colaborado y apoyado la investigación, rememorando así años dedicados a una tarea que a veces se torna ingrata con quien la lleva. Aunque llegados a este punto todos los problemas e incertidumbres se tornan alegría y satisfacción por la labor realizada. Por ello tengo que agradecer a las siguientes personas e instituciones su confianza:

A mi director, el Dr. Jerónimo López Martínez, quien desde el principio me animó a realizar esta Tesis Doctoral y del que he aprendido meticulosidad y responsabilidad en el trabajo. En la etapa de mi formación académica puedo asegurar que es la persona con quien más conocimientos he adquirido.

La ayuda más incondicional y la mejor compañera durante todos los años que ha durado la presente investigación ha sido la brindada por Natividad Arriaga, geóloga de formación y fiel seguidora de mi trabajo. Con ella he explorado, visitado y muestreado la práctica totalidad de las cuevas estudiadas en este trabajo.

Es necesario agradecer a mis compañeros del grupo de espeleología SECJA el apoyo humano y material brindado en las largas horas pasadas bajo tierra, tomando muestras y datos, labor que sin ellos habría resultado del todo imposible.

A mis compañeros del Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma de Madrid, y en especial a los componentes del Área de Geodinámica. A la Dra. Carmen García Cuevas (Carmina) con la que he mantenido discusiones de diversa índole y la elaboración de nuestras respectivas tesis, la persona con quien más horas he compartido y quien más me ha soportado. A la Dra. Isabel Herráez y a Estibaliz López-Samaniego, amigas además de compañeras, quienes han puesto a mi disposición su ayuda y conocimientos en la realización de los análisis de aguas subterráneas. Al Dr. José Manuel González Casado, quien me ha guiado en el campo de la tectónica del Sistema Central y a quien debo buena parte de mis conocimientos informáticos. Al Dr. Jorge Giner, compañero de facultad, además de buen amigo, con el que he compartido días de campo y saber sobre neotectónica. Al Dr. Javier González Yélamos, experto hidrogeólogo siempre dispuesto a dar un consejo y a brindar su ayuda. Al Dr. Juan José Durán, buen conocedor del karst español, con el que he tenido fructíferas discusiones sobre el tema, y quien además se ha interesado por mi Tesis buscando apoyos financieros.

También quiero agradecer al Dr. José Luis Martín de Vidales y al Dr. José Casas la ayuda prestada en la realización e interpretación de los difractogramas de rayos X, así como las apasionantes discusiones sobre el posible origen de los minerales encontrados dentro del endokarst. Igualmente al Dr. Manuel Pozo por su ayuda en la caracterización y descripción petrológica de las muestras de roca estudiadas.

Igualmente agradezco al Servicio Interdepartamental de Investigación de la UAM y en especial a Ramón Redondo la realización de los análisis de isótopos estables. A Luis Carcavilla y Eduardo Chicharro la ayuda desinteresada a la hora de digitalizar mapas y figuras, así como al Servicio de Cartografía de la Universidad Autónoma de Madrid, en especial a los Drs. Javier Espiago y Carlos Almohacid, por su apoyo.

Otras personas del Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica de la UAM que me han apoyado en todo momento y con los que he compartido muchas horas han

sido Juan Limia, el Dr. Jaime Cuevas, la Dra. Susana Ramírez y Marta Martín. También la Dra. Victoria Cala ha sufrido en incontables ocasiones mis visitas a su laboratorio para utilizar la balanza.

Quisiera mostrar mi agradecimiento a la Diputación Provincial de León por haber facilitado los medios materiales para acometer los estudios en la Cueva de Valporquero, y especialmente a Ovidio Altable por todas las ayudas prestadas. Igualmente agradezco la amabilidad y disponibilidad del personal que trabaja en la cueva por facilitarme la entrada a la cavidad siempre que ha sido necesario.

He de agradecer a la Junta de Castilla-León y a Luciano Municio, arqueólogo jefe de la provincia de Segovia, el permiso de trabajo en la Cueva de los Enebralejos, así como a Jesús Esteve gerente de dicha cueva, y a los guías Pedro, Ana, M<sup>a</sup> José y Gema su amabilidad y disponibilidad siempre que lo he necesitado.

Deseo agradecer al Dr. Ramón Juliá, del Instituto Jaime Almera del CSIC de Barcelona, las dataciones realizadas sobre espeleotemas, al igual que a las Dras. Concepción Jiménez de Cisneros y Emilia Caballero, de la Estación Experimental del Zaidín del CSIC en Granada, por los análisis de isótopos estables efectuados. También agradezco al Dr. Luigi Dallai su amabilidad por la realización en el Laboratorio de Geoquímica de la Universidad de Lausanne de los análisis isotópicos en una de las estalagmitas estudiadas. Asimismo, a Guissepe Bruschi de la Universidad de Pisa, buen amigo con quien he compartido, durante su estancia como becario en la UAM, muchas horas de interesantes discusiones sobre el Cuaternario español e italiano.

Doy las gracias al Dr. Alfonso Arribas del Museo Geominero del ITGE por sus aportaciones en el capítulo de paleontología, así como por sus valiosos comentarios al respecto. También agradezco al Dr. Trinidad Torres, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, la información facilitada sobre la Cueva del Reguerillo.

Tengo que dar las gracias también a otros compañeros espeleólogos que me han acompañado o informado de la existencia de cavidades en la región y me han llevado a conocerlas. Así, agradezco a Carlos Fierro, director de la Comisión de Conservación de Cavidades de la Federación Madrileña de Espeleología, sus consejos y ayuda; también a Oscar de Paz, miembro de la Sociedad Española de Protección de los Murciélagos, por ayudarme a conocer algunas cavidades habitadas por estos interesantes mamíferos voladores. Agradezco también a José Angel Poza, del grupo de espeleología STD, las incontables ocasiones en que me ha acompañado bajo tierra, realizando fabulosas fotos del mundo subterráneo.

Para la realización de esta Tesis ha sido fundamental el apoyo material recibido del proyecto PB97-1267-CO3-02 de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica, dirigido por el Dr. Jerónimo López Martínez. Dicha ayuda se ha visto complementada con la recibida a través de dos convenios sucesivos entre la Diputación Provincial de León y la Fundación General de la UAM, gracias a los cuales he podido disfrutar de dos periodos como becario que han favorecido la realización de la Tesis. Por ello, agradezco a las instituciones citadas las ayudas recibidas.

Por último, agradezco a mi tutor en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, el Dr. Juan de Dios Centeno, su interés por el desarrollo de mi Tesis Doctoral, así como la ayuda prestada en los trámites burocráticos para presentarla.

## RESUMEN

El objetivo de esta Tesis Doctoral es contribuir al conocimiento de la geomorfología exo y endokárstica de la zona centro peninsular en relación con los cambios paleoambientales ocurridos a lo largo del Cuaternario. Se han estudiado aspectos de geomorfología superficial y subterránea, la petrología de las rocas que constituyen los macizos kársticos, la fracturación de los mismos y el estudio sedimentológico, paleontológico, geoquímico isotópico y geocronológico de los depósitos asociados al karst.

Hasta la fecha, el karst de la región centro había sido relativamente poco estudiado en su conjunto. Salvo contadas excepciones, como es el caso de alguna cueva con yacimientos paleontológicos o arqueológicos, donde se han realizado dataciones de espeleotemas, las investigaciones llevadas a cabo en la región han sido en su mayoría de carácter espeleológico. Sin embargo, existen varios trabajos centrados en la descripción petrológica y estratigráfica de las rocas carbonatadas que constituyen los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central.

Los sistemas kársticos estudiados se han desarrollado en los materiales carbonatados cretácicos situados en los bordes norte y sur de las sierras de Guadarrama, Somosierra y Ayllón, así como en las calizas y dolomías carboníferas del extremo septentrional de la Cuenca del Duero, en el norte de la provincia de León. Generalmente se trata de cavidades de reducidas dimensiones, que debieron formar parte de redes de conductos kársticos más amplias actualmente dismanteladas por los procesos erosivos. La instalación, en el centro de la Península Ibérica, de la red fluvial Plio-Cuaternaria y su posterior incisión han tenido un papel fundamental en el desarrollo y posterior evolución del karst de la zona, provocando la profundización de los sistemas kársticos y su posterior dismantelamiento. También ha propiciado la entrada de grandes volúmenes de agua y sedimento al endokarst llegando, en ocasiones, a colmatar por completo amplios sectores del mismo.

Este estudio ha incluido la catalogación de más de 180 cavidades de la zona centro peninsular. En algunos casos la exploración endokárstica realizada ha supuesto el descubrimiento de nuevas cuevas que han aportado interesantes datos a la presente investigación, al tratarse de cavidades no afectadas por el impacto antrópico que, en general, sufre el endokarst de la región.

De los depósitos detríticos endokársticos estudiados se han analizado los más significativos (25 muestras) mediante difracción de RX con el fin de identificar su mineralogía total y estudiar los minerales de la arcilla. Se han efectuado 10 dataciones Th/U sobre espeleotemas, que se añaden a las determinaciones efectuadas por otros autores en la región centro peninsular. Por otra parte, se han realizado 252 análisis de isótopos estables ( $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ ) sobre espeleotemas. La aplicación de éstas técnicas ha permitido detectar para la región centro peninsular, desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad, 4 periodos favorables para la deposición de espeleotemas y travertinos asociados a los estadios isotópicos cálidos 7, 5, 3 y 1 y otros dos a estadios isotópicos relativamente fríos (6 y 4).

En relación con la geomorfología exo y endokárstica se han elaborado cinco mapas geomorfológicos, a escalas 1:10.000 y 1:20.000, de los macizos más representativos, así como la topografía de 16 nuevas cavidades descubiertas durante la presente investigación. Se ha estudiado la hidrogeología e hidroquímica de las aguas subterráneas con la realización de análisis químicos completos de aguas subterráneas. La petrología de los macizos kársticos se ha abordado mediante el estudio al microscopio petrográfico de 61 muestras de roca, lo que ha permitido comprobar como la karstificación ha sido más intensa en los tramos formados por rocas de composición dolomítica. Se han efectuado cerca de 1.600 medidas de lineamientos y

direcciones de galerías en el endokarst de la región, con el fin de identificar las discontinuidades de cada macizo y conocer mejor las direcciones preferentes de actuación de los procesos de karstificación, observando como estos han seguido principalmente las directrices de la fracturación alpina que afecta a la región centro. Se han descubierto, en algunas cavidades, restos paleontológicos contenidos en los rellenos endokársticos que han servido para conocer mejor la edad de dichos depósitos. Así, los fósiles más antiguos encontrados en las cuevas de la región datan del Pleistoceno inferior, aunque las faunas mejor representadas pertenecen al Pleistoceno medio y superior. Gracias a ellos se ha podido observar que las faunas existentes en cavidades del borde norte del Sistema Central son relativamente más modernas que las encontradas en el borde sur. Esto permite suponer que el endokarst de la vertiente meridional quedó antes desmantelado por los procesos erosivos, posiblemente como consecuencia de la mayor velocidad de incisión de la red fluvial en la Cuenca del Tajo.

Los primeros procesos de karstificación detectados en la zona tienen lugar en el Plioceno inferior, pero no es hasta el Plioceno superior cuando comienzan a formarse conductos subterráneos de envergadura como consecuencia de la instalación e incisión de la red fluvial Plio-Cuaternaria. La evolución del karst, durante el Cuaternario, ha venido claramente marcada por el paleoclima de la región. Así, durante los periodos fríos el endokarst ha sufrido diferentes episodios de relleno detrítico (estadios isotópicos 8, 6, 4 y 2). Estos depósitos son posteriormente erosionados en los periodos cálidos y húmedos del Pleistoceno propiciando, además, la formación de depósitos de precipitación química (espeleotemas y travertinos).



## **PARTE I**

### **INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y ANTECEDENTES**

## 1. INTRODUCCIÓN

Existen numerosas evidencias de que a lo largo del Cuaternario se han producido múltiples y notables cambios climáticos. Los registros de estos cambios que se han conservado en ambientes continentales son limitados y dispersos, presentando el interés de permitir la reconstrucción, en ocasiones con notable precisión, de condiciones climáticas locales. El medio kárstico ofrece interesantes posibilidades para el estudio de registros geológicos de los cambios climáticos cuaternarios. Por un lado, el agua y la atmósfera de las cavidades refleja las condiciones del exterior y, por otra parte, el ambiente subterráneo tiene un carácter especialmente conservativo para los materiales que se depositaron en él. Tanto en el exokarst como en el endokarst se presentan formas y depósitos cuya génesis está condicionada por el clima. Es el caso, en particular, de los espeleotemas, travertinos y depósitos detríticos endokársticos, junto con los posibles restos fósiles que contengan. El análisis de estos materiales permite la deducción de condiciones climáticas correspondientes al momento de su formación. Por otra parte, algunos de estos materiales son válidos para ser datados por métodos de geocronología absoluta, lo cual permite fechar las condiciones climáticas del momento de su génesis.

Hace algo más de dos décadas se sentaron los pilares para el establecimiento de secuencias paleoclimáticas cuaternarias bien datadas en medios oceánicos (Shackleton y Opdike, 1973); sin embargo, en ámbitos continentales es mucho más difícil encontrar registros suficientemente continuos que ofrezcan buena información paleoambiental. En regiones relativamente cercanas a la que es objeto del presente trabajo, se han realizado con éxito reconstrucciones de climas cuaternarios en base al estudio de sedimentos lacustres (Fontes *et al.*, 1985; Gasse *et al.*, 1990) y de turberas (Florschütz *et al.*, 1971).

En los últimos años, se han incrementado los trabajos que ponen de manifiesto que algunos depósitos kársticos, como los espeleotemas y travertinos, constituyen excelentes indicadores paleoclimáticos a escala global (Henning *et al.*, 1983). Sus posibilidades de datación absoluta mediante diversas técnicas (Schwarcz, 1986) y la aplicabilidad de los análisis geoquímicos de isótopos estables para la reconstrucción de paleotemperaturas (Turi, 1986; Jiménez de Cisneros, 1994), siempre que estos depósitos se hayan generado en equilibrio isotópico, convierte su estudio en un campo de investigación de gran actualidad e interés.

España presenta una amplia superficie de materiales karstificables, que alcanza la quinta parte del territorio peninsular (Fig. 1), existiendo sistemas kársticos antiguos y actuales bien desarrollados. Se han descrito en ellos varias fases de karstificación desde el Mioceno Superior al Cuaternario reciente (p. ej. Martín-Algarra *et al.*, 1989; Ginés y Ginés, 1995b), con buenos registros morfológicos y sedimentarios. En trabajos previos se han recopilado 120 dataciones absolutas de espeleotemas y travertinos (Durán, 1989), superando en la actualidad los tres centenares el número de dataciones absolutas publicadas en España en este tipo de materiales. Estos datos han permitido constatar la estrecha relación existente en la Península Ibérica entre períodos cálidos (interestadios de la escala oceánica de isótopos de oxígeno de Shackleton y Opdike, 1973), con fases de crecimiento de espeleotemas y de depósitos de travertinos (Durán *et al.*, 1988a). En los últimos años se han realizado intentos de reconstrucción de paleotemperaturas mediante análisis de isótopos estables en algunas áreas kársticas concretas, como, por ejemplo, la cueva de Nerja en el sur peninsular (Reyes *et al.*, 1993; Jiménez de Cisneros, 1994).

En esta línea de investigación se encuentra la presente Tesis Doctoral, en la que, a partir del estudio de los sistemas kársticos de los bordes del Sistema Central y del macizo de

Valporquero, se relaciona la evolución geológica y geomorfológica de estos con los cambios climático regionales ocurridos durante el Cuaternario en el centro de la Península Ibérica. En las cavidades de la región abundan los depósitos detríticos y de precipitación química (fundamentalmente espeleotemas), así como ciertos yacimientos paleontológicos pleistocenos y holocenos. Ello permite obtener dataciones absolutas y relativas (biocronológicas) de dichos rellenos kársticos, y así obtener evidencias paleoecológicas y paleoambientales de la evolución del clima en el Cuaternario.

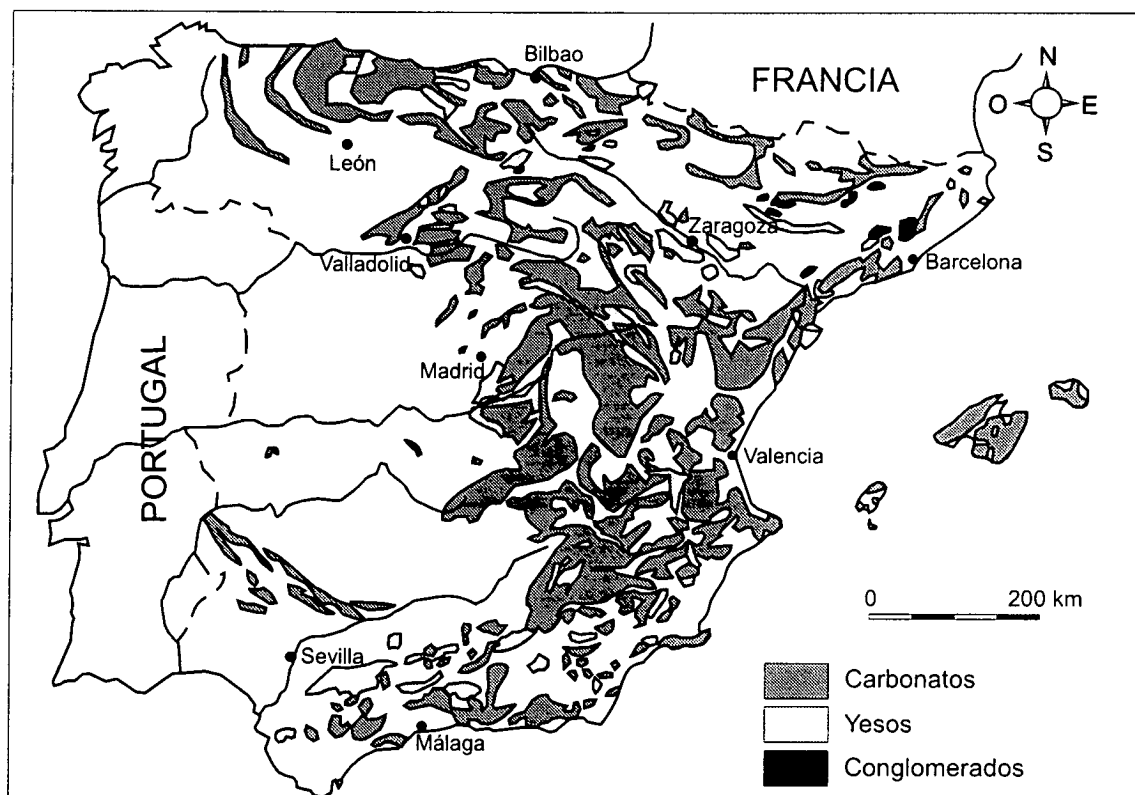


Fig. 1. Mapa esquemático de los afloramientos kársticos en España (modificado de Ayala *et al.*, 1986).

## 2. OBJETIVOS

La evolución del karst en general y, en particular, los depósitos kársticos presentan un importante condicionamiento climático, sobre todo en relación con las disponibilidades hídricas (precipitación, evapotranspiración, infiltración eficaz, sólidos en arrastre y suspensión) y las temperaturas (equilibrios físico-químicos en la disolución/precipitación de carbonatos). Por otra parte, las características del medio kárstico lo hacen especialmente propicio para la preservación de restos, a lo que se unen las posibilidades de análisis y datación que ofrecen muchos de los materiales acumulados en este ambiente.

Existen interesantes sistemas kársticos cuyo desarrollo y registro sedimentario abarca desde el Plioceno superior al Holoceno, y de los cuales son conocidos ciertos aspectos relativos a su evolución. Sin embargo, hasta el momento no se han explotado suficientemente las precisiones cronológicas y las deducciones paleoambientales y paleoclimáticas sobre el Cuaternario que sin duda permite el medio kárstico.

El objetivo de esta Tesis es caracterizar y datar episodios climáticos del Cuaternario, con especial atención al periodo Pleistoceno medio-actualidad, es decir entre 700 Ka y el presente, a partir del registro geológico conservado en algunos sistemas kársticos del centro de la Península Ibérica. En el periodo señalado existen interesantes depósitos kársticos en la zona de estudio, incluyendo también restos paleontológicos.

El estudio se abordará con carácter pluridisciplinar, al incluirse técnicas y métodos geoquímicos (convencionales e isotópicos), geocronológicos, sedimentológicos, mineralógicos, paleohidrogeológicos, paleontológicos, neotectónicos y geomorfológicos.

Se pretende analizar y datar una serie de depósitos kársticos de interés para la reconstrucción paleoambiental del Cuaternario. Los resultados serán interpretados en relación con la evolución general del karst y se compararán con los datos existentes obtenidos en otro tipo de estudios en áreas cercanas (análisis del glaciario, estudio de las terrazas fluviales, excavaciones paleontológicas, entre otros).

En concreto, en la presente Tesis se abordan los siguientes temas:

- estudio de los aspectos geomorfológicos de los sistemas kársticos que aporten información sobre su evolución en el Cuaternario. En algunos casos será posible complementar la información geomorfológica kárstica con la de su entorno: evolución de la red fluvial, procesos periglaciares y otros fenómenos geodinámicos.
- estudio de la relación entre la fracturación y el desarrollo del karst, analizando el acoplamiento de las cavidades a la fracturación, y analizando las deformaciones sufridas por los depósitos kársticos. Esta información, comparada con las fases tectónicas conocidas en la región, podrá proporcionar precisiones cronológicas.
- estudios sedimentológicos, texturales y mineralógicos de secuencias detríticas depositadas en el endokarst, con caracterización de los minerales presentes y de los minerales de la arcilla, con el fin de reconstruir las condiciones de alteración, transporte y sedimentación de los materiales.
- estudio de las variaciones isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) en espeleotemas, con el fin de obtener datos paleoambientales.

- dataciones absolutas de depósitos asociados al karst, mediante el método geocronológico de las series de Uranio (Th/U).

### 3. ANTECEDENTES

Con anterioridad a este trabajo son relativamente escasos los estudios de carácter global centrados en los macizos kársticos de los bordes norte y sur del Sistema Central y en el macizo de Valporquero. Los rasgos geomorfológicos poco espectaculares de estos y el escaso conocimiento que se tenía hasta hace poco sobre el endokarst de la región, podrían explicar esta relativa falta de interés. Sin embargo, algunos autores han investigado aspectos puntuales de tipo paleontológico, hidrogeológico o geomorfológico relacionados con el karst de la zona.

Las primeras referencias sobre fenómenos kársticos en los materiales mesozoicos existentes en ambos bordes del Sistema Central se producen a partir del siglo XIX (Miñarro, 1828; Ford, 1847; Madoz, 1849; Rosell, 1865, en García Valero, 1997; Prado, 1864; Puig y Larraz, 1894; Breuil, 1920; Maura, 1951), pero se limitan a breves descripciones de cavidades, como en el caso de la Cueva del Reguerillo, en el borde sur de la cadena. Trabajos de carácter geológico teniendo como marco los macizos kársticos de la zona son abordados por Carandell (1914) y Hernández Pacheco (1930). Posteriores estudios sobre geomorfología exo y endokárstica, se centran en sectores concretos, como es el Cerro de la Oliva, en Patones (Hernán López, 1965 a,b). Cabe destacar las primeras obras que describen globalmente la evolución del karst en la zona (Torres, 1974; Corchón, 1976), o que ponen en evidencia la existencia de manifestaciones kársticas de importancia (Durán *et al.*, 1989). Sin embargo, la mayoría de los estudios existentes son de carácter puramente espeleológico y de catalogación de cavidades (Torres y Puch, 1973, 1994; Herrero, 1979; Fernández y Martín, 1982; Puch, 1986; Fernández, 1993). Es sobre todo en el karst del Cerro de la Oliva, en los años 90, donde comienzan a realizarse estudios que relacionan el karst y los depósitos endokársticos con la incisión de la red fluvial próxima (Torres *et al.*, 1994b,c, 1995). Este lugar por sus características, es también objeto de trabajos en los que se propone una explicación sobre la génesis y evolución del karst del borde sur del Sistema Central (Baretino, 1995a; Barea *et al.*, 1997b).

En el alto valle del río Lozoya se describen muy someramente, fenómenos de colapsos atribuidos a la existencia de un karst cubierto por materiales fluviales (Pedraza *et al.*, 1991; Fernández *et al.*, 1991; Pedraza, 1994a). En el área de Tamajón se cita la presencia de cuevas y lapiaz (Temño *et al.*, 1988), dolinas de dimensiones pequeñas y medias (Rodríguez Fernández, 1996), además de torcas, bogaces y depresiones cerradas de tamaño decamétrico (Barea *et al.*, 1997a, 1998b).

En el borde norte del Sistema Central también predominan las obras de catalogación y descripción de cavidades (CRCCE, 1979; Herrero, 1982; Gutiérrez Nevado y Bielsa Ortiz, 1994). Cabe destacar los trabajos realizados sobre el karst de las Hoces del río Duratón, que abordan aspectos estratigráficos, petrológicos, estructurales y caracterizaciones hidrogeoquímicas de las aguas superficiales y subterráneas (Castello y Eraso, 1975; Bullón *et al.*, 1980). En esta misma zona se realizó, además, el estudio de un relleno kárstico en la Cueva del Cura (Eraso *et al.*, 1980). La geomorfología del karst de Prádena es estudiada por Moreno Sanz (1980, 1989), que también reconoce la existencia de depósitos endokársticos de origen alóctono en las cavidades del sector (Moreno Sanz y Sanz Donaire, 1979; Moreno Sanz, 1983).

En el Macizo de Valporquero existen varios trabajos que hacen referencia a aspectos geomorfológicos. Algunos se ocupan únicamente del endokarst (Redondo, 1980), siendo los más abundantes los centrados en el área próxima a la Cueva de Valporquero y la descripción de la misma (Santamarta, 1974; Sánchez, 1983; Altable, 1992; Baquero, 1992; Calvo, 1995).

Un estudio en detalle y centrado en el entorno de la Cueva de Valporquero es el realizado por el ITGE para la Diputación Provincial de León (Durán y Heredia, 1997). En dicho trabajo se incluye un mapa geomorfológico de la cuenca del arroyo de Valporquero y de las Hoces de Vegacervera. Una versión reducida y corregida de este mapa es publicada por Barea *et al.* (1998a). En un estudio realizado por la Universidad Autónoma de Madrid para la Diputación Provincial de León (López Martínez *et al.*, 1998), se revisa la geomorfología kárstica de la zona y se elabora un mapa geomorfológico a escala 1:10.000 del macizo.

Los trabajos anteriormente citados, así como otros que se citan en los apartados correspondientes a los diversos macizos kársticos, constituyen una base sobre la que se apoya el presente estudio.

## **PARTE II**

### **METODOLOGÍA, ÁMBITO GEOGRÁFICO Y ENCUADRE GEOLÓGICO**



## 4. METODOLOGÍA

La elaboración de esta memoria ha contado con cinco etapas fundamentales:

- Recopilación bibliográfica y cartográfica con objeto de revisar la información disponible de carácter geológico, geomorfológico y paleoclimático, así como la historia y los resultados de las exploraciones espeleológicas realizadas en las zonas estudiadas. Seguidamente la búsqueda se centró en trabajos de tipo metodológico, como los relacionados con análisis sedimentológicos aplicados o no al karst, técnicas geocronológicas e isotópicas, y estudio paleoclimáticos generales realizados en zonas kársticas. Finalmente, se revisaron trabajos específicos relacionados con el karst en las zonas de estudio, su evolución y el análisis de sus depósitos. Aunque esta fase se desarrolló principalmente en las etapas iniciales del trabajo, se ha mantenido activa durante toda la investigación.
- Trabajo de campo, con la realización de numerosas campañas sobre el terreno incluyendo visitas a cavidades, para la obtención de datos y muestras.
- Análisis de laboratorio, donde se analizaron, mediante diferentes métodos y técnicas, las muestras recogidas en el campo.
- Estudios de gabinete donde se trataron, analizaron e interpretaron los datos y resultados obtenidos en los trabajos de campo y de laboratorio.
- Elaboración de la presente memoria donde quedan recogidos los datos, los resultados, las discusiones y las conclusiones más importantes de la investigación realizada.

### 4.1. Trabajos de campo

Con el fin de poder obtener la información y los datos necesarios, se han realizado múltiples visitas a las zonas de campo elegidas. En ellas se han efectuado las siguientes labores:

- Reconocimiento de diversos macizos kársticos situados en las provincias de Madrid, Guadalajara, Segovia y León a fin de elaborar una cartografía geomorfológica, con la ayuda de fotografías aéreas a escala 1:18.000. Se ha estudiado, además, la geología de estos macizos y su relación con las rocas circundantes.
- Medida de datos estructurales que pudieran resultar de interés en los macizos kársticos.
- Toma de muestras de las rocas que componen las unidades karstificables.
- Estudio de las cavidades conocidas más significativas dentro de la zona de estudio, con el fin reconocer en detalle el endokarst y localizar depósitos endokársticos singulares.
- Exploración de nuevas cavidades. Durante las investigaciones de campo para el presente trabajo se han descubierto más de 30 nuevas cavidades que ha sido

necesario explorar mediante técnicas espeleológicas. Además, se ha realizado la topografía de las más importantes, usando técnicas de topografía subterránea.

- Levantamiento de columnas estratigráficas de depósitos detríticos endokársticos.
- Elaboración de esquemas y toma de fotografías de depósitos y formas erosivas del endokarst.
- Toma de muestras en las secuencias de depósitos detríticos endokársticos, para realizar análisis mineralógicos y geoquímicos, y estudiar, en su caso, el contenido macro y micropaleontológico.
- Recolección de muestras de espeleotemas, para la realización de análisis isotópicos y dataciones absolutas.
- Toma de muestras de aguas en manantiales y surgencias kársticas para su análisis químico.

#### 4.2. Análisis de laboratorio

Debido a la diversidad en el tipo de muestras obtenidas en el campo, los trabajos de laboratorio han sido variados. Las características de los métodos analíticos concretos se describen más en detalle en los apartados correspondientes (p. ej. isótopos estables en 12.3.2., mineralogía en 12.1.1. y así sucesivamente). Aquí se enumeran brevemente los métodos usados:

- Obtención de láminas delgadas de las rocas que constituyen los macizos kársticos.
- Estudios petrográficos sobre láminas delgadas de rocas.
- Trituración de las muestras de roca y de los depósitos endokársticos en mortero de agata.
- Realización de calcimetrías en las rocas que constituyen los macizos kársticos y en los depósitos endokársticos.
- Estudio mineralógico de los sedimentos detríticos endokársticos realizado mediante difracción de rayos X tanto para muestra total pulverizada como para la fracción menor de 2  $\mu\text{m}$ . Estos análisis han sido realizados en el Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica y en el Servicio Interdepartamental de Investigación (SIDI), ambos de la Universidad Autónoma de Madrid (UAM).
- Corte mediante sierra circular de las muestras de espeleotemas a fin de obtener superficies planas en las que observar su estructura interna.
- Muestreo selectivo mediante microtaladro de los espeleotemas para la realización de análisis de isótopos estables.
- Análisis de isótopos estables ( $\text{C}^{13}$  y  $\text{O}^{18}$ ) en espeleotemas, realizados en los laboratorios del SIDI, Estación Experimental del Zaidín (CSIC, Granada) y el Laboratorio de Geoquímica de la Universidad de Lausanne, Suiza.

- Análisis geocronológicos (Th/U) de muestras de espeleotemas, realizados en el Laboratorio de datación del Instituto Jaime Almera (CSIC, Barcelona).
- Análisis químico de las aguas provenientes de los acuíferos kársticos de la región estudiada, realizados en el Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica de la UAM y en los laboratorios del Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE).

#### **4.3. Estudios de gabinete**

Las labores de este tipo realizadas han sido:

- Recopilación y revisión bibliográfica.
- Elaboración de cartografía geomorfológica, a partir de fotografías aéreas a escala 1:18.000, de los macizos kársticos más representativos.
- Digitalización de croquis, gráficos y topografías subterráneas de cavidades, algunas de ellas desconocidas antes de la realización de la investigación.
- Representación gráfica de perfiles geológicos, columnas estratigráficas, localización de muestras y otras figuras.
- Realización de esquemas geomorfológicos y bloques diagramas.
- Análisis y tratamiento de las medidas obtenidas en campo y sobre fotografías aéreas a fin de realizar mapas de lineamientos y diagramas en rosa.
- Tratamiento de los datos obtenidos en el campo y de los resultados de los ensayos de laboratorio.
- Elaboración de la parte gráfica y del texto de la presente memoria.

## 5. ÁMBITO GEOGRÁFICO

### 5.1. Zonas de estudio

El presente trabajo comprende una serie de macizos kársticos situados en dos sectores del interior peninsular. Por un lado, los bordes norte y sur del Sistema Central y, por otro, el macizo de Valporquero, situado en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (Fig. 2).

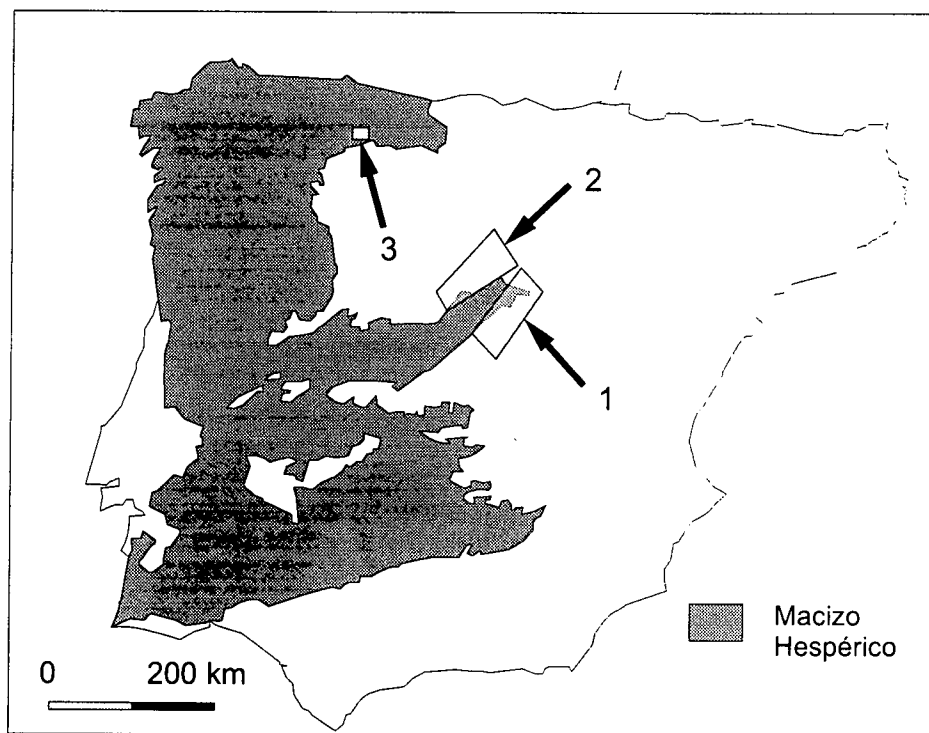


Fig. 2. Localización de los sectores estudiados. 1: macizos kársticos del borde sur del Sistema Central; 2: macizos kársticos del borde norte del Sistema Central, y 3: macizo kárstico de Valporquero.

El área estudiada en el entorno del Sistema Central está representada en 22 hojas topográficas a escala 1:50.000, del Mapa Topográfico Nacional del Instituto Geográfico Nacional (Fig. 3): Fuentelcésped (375), Olombrada (402), Maderuelo (403), Ayllón (404), Cantalejo (430), Sepúlveda (431), Riaza (432), Atienza (433), Nava de la Asunción (456), Turégano (457), Prádena (458), Tamajón (459), Hiendelaencina (460), Valverde del Majano (482), Segovia (483), Buitrago de Lozoya (484), Valdepeñas de la Sierra (485), Jadraque (486), El Espinar (507), Cercedilla (508), Torrelaguna (509) y Marchamalo (510).

El relieve montañoso de la Sierra de Guadarrama y Somosierra, con cotas de hasta 2.430 m (Pico de Peñalara), da paso a ambos lados de la cordillera a orografías más suaves, correspondientes a las cuencas del Tajo y del Duero. En la figura 4, se representa la situación de los macizos kársticos estudiados en esta región. En dicha figura puede observarse como los afloramientos calcáreos se distribuyen en bandas paralelas a las alineaciones de cumbres de las sierras de Guadarrama y Somosierra, en dirección NE-SO. En la vertiente septentrional, los macizos kársticos pueden encontrarse a altitudes del orden de 1.200 m, como es el caso del vértice de Valdevacas (1.214 m), próximo a Valdevacas de Montejo, en la Sierra de Pradales (Segovia). En el borde meridional del Sistema Central la cota más alta del karst es el vértice Sima (1.542 m) próximo a Galve de Sorbe (Guadalajara).

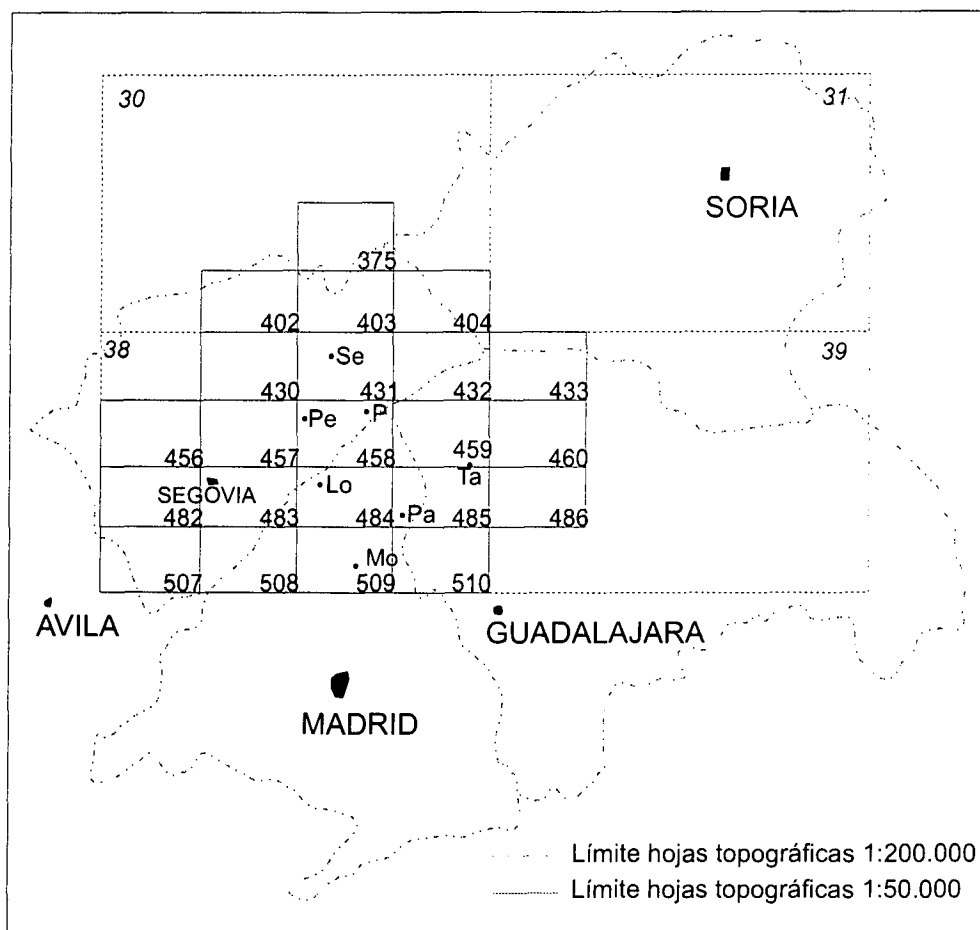
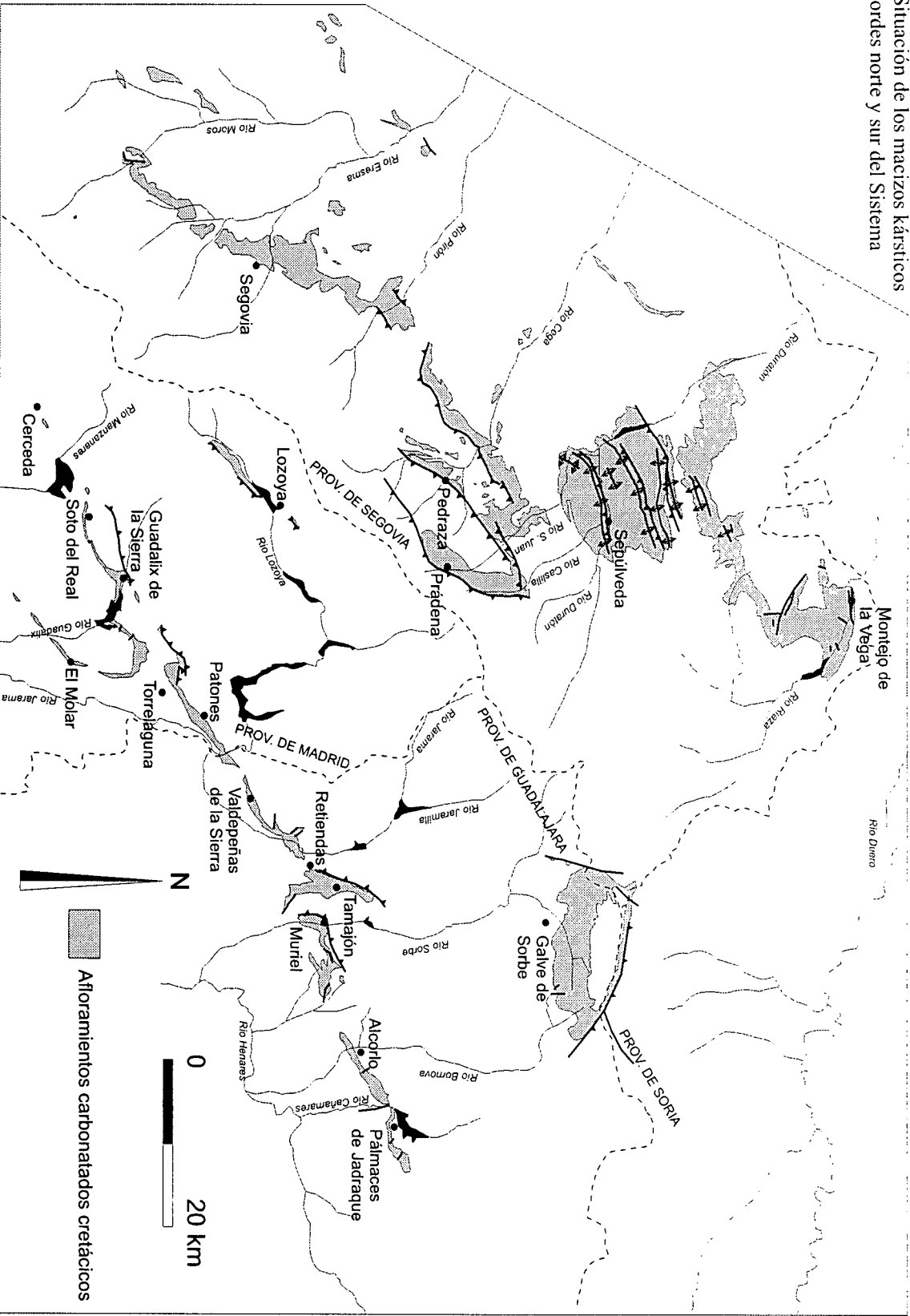


Fig. 3. Situación geográfica del área estudiada en los bordes norte y sur del Sistema Central. Las cuadrículas pequeñas corresponden a las hojas a escala 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional del Instituto Geográfico Nacional. Las cuatro cuadrículas grandes representan las hojas a escala 1:200.000. Lo: Lozoya; Mo: El Molar; P: Prádena; Pa: Patones; Pe: Pedraza; Ta: Tamajón y Se: Sepúlveda.

La región objeto del presente estudio engloba poblaciones de importancia, como es la ciudad de Segovia, en la vertiente norte del Sistema Central. Dicha ciudad se encuentra asentada sobre uno de los macizos kársticos estudiados. También en la vertiente septentrional se encuentran poblaciones como Sepúlveda, Cantalejo y Villacastín. Al sur del Sistema Central son reseñables las localidades de Torrelaguna, en la Comunidad de Madrid, y Tamajón, en la provincia de Guadalajara.

Por otra parte, debido a su situación, al interés de sus características geológicas y geomorfológicas, se ha estudiado también el macizo de Valporquero, situado 45 km al norte de la ciudad de León. Con ello, se ha pretendido ampliar la información sobre la evolución de los sistemas kársticos existentes en el Sistema Central investigando este macizo kárstico del borde norte de la Meseta, con el fin de obtener un conocimiento más amplio de las condiciones paleoambientales del centro peninsular durante el Cuaternario. El macizo de Valporquero se encuentra representado en 2 hojas topográficas a escala 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional del Instituto Geográfico Nacional: La Pola de Gordón (103) y Boñar (104).

Fig. 4. Situación de los macizos kársticos de los bordes norte y sur del Sistema Central



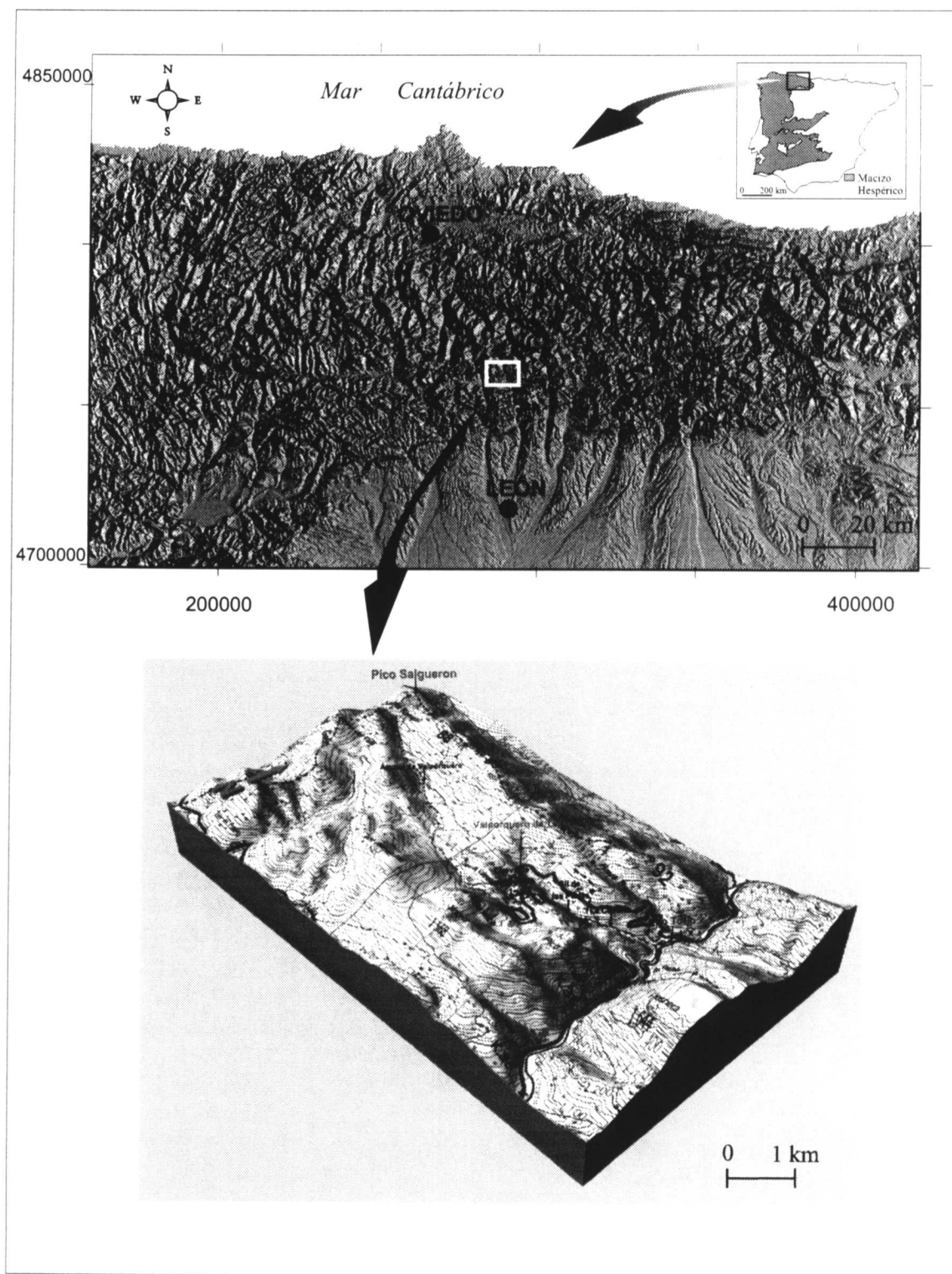


Fig. 5. Situación geográfica del macizo kárstico de Valporquero. Los números en el margen del recuadro superior indican las coordenadas UTM.

El macizo de Valporquero se localiza en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (Fig. 5), presentando un relieve con fuertes desniveles en una alineación montañosa de dirección E-O, disectada perpendicularmente por la red fluvial principal. El río Torío, afluente del Bernesga, constituye el nivel de base del karst de la zona y separa el macizo de Fresneda al este, del de Valporquero, situado al oeste del citado curso fluvial. Entre las cotas más altas del sector cercano se encuentran el Pico Salguerón (1.803 m), situado en el extremo occidental de la zona de estudio, y el alto de Fresneda (1.644 m), al este. Las poblaciones más importantes del área son Villamanín situada al oeste, la Pola de Gordón al suroeste y Matallana de Torío al este, cuya principal actividad económica se centra en la minería del carbón.

## 5.2. Climatología

El clima en ambas vertientes del Sistema Central está condicionado por la continentalidad y la relativamente elevada altitud media de la región. Los inviernos son fríos y relativamente secos, con veranos calurosos y secos, concentrándose el grueso de las precipitaciones durante la primavera y el otoño. Las temperaturas medias anuales, calculadas a partir de los datos facilitados por el Instituto Nacional de Meteorología, oscilan entre los 11° C de Segovia y los 14° de Manzanares el Real (Madrid). El gradiente termométrico en la vertiente norte del Sistema Central, en las proximidades de Prádena se ha estimado en 1,2° C cada 100 m (Moreno Sanz, 1989) y en 0,5° C cada 100 m para el borde sur (González Yélamos, 1991).

La orografía de la región es la responsable, en gran medida, de la distribución de las precipitaciones en la zona. Estas son más abundantes en puntos altos de la Sierra de Guadarrama, registrándose 1.170 mm/año de media anual en el Puerto de Navacerrada, situado a 1.860 m s.n.m. (García de Pedraza y Reija Garrido, 1994). Las precipitaciones disminuyen a medida que nos alejamos del Sistema Central (Fig. 6). La ciudad de Segovia, situada en el borde norte, con 468 mm/año y Talamanca del Jarama en el borde sur con 443 mm/año, marcan los valores mínimos de precipitación media anual registrados en las proximidades de los macizos kársticos estudiados. Varios autores han calculado la precipitación media anual caída sobre los afloramientos cretácicos en ambos bordes Sistema Central. En la vertiente segoviana el valor obtenido es de 640 mm/año, para el periodo comprendido entre 1947-1978 (Sanz Blanco, 1984) y 720 mm/año para la vertiente meridional, durante los años 1941-1968 (Corchón, 1976). Este último valor parece algo elevado para el borde sur del Sistema Central, por lo que se ha recalculado añadiendo más estaciones meteorológicas cuyos datos han sido facilitados por el Instituto Nacional de Meteorología. Las estaciones utilizadas han sido: embalse de Manzanares el Real, Guadalix de la Sierra, Soto del Real, Miraflores de la Sierra, embalse de río Sequillo, Talamanca del Jarama, embalse del Vado y Cogolludo. El nuevo valor obtenido, para el periodo comprendido entre 1975-1995, es de 672 mm/año, sensiblemente inferior al estimado por Corchón. El gradiente pluviométrico calculado en las proximidades de Prádena, localidad situada en la vertiente norte del Sistema Central es de 95 mm/100 m (Moreno Sanz, 1989) y 75 mm/100 m en el valle del Lozoya (Fernández García y Moreno Jiménez, 1983).

El clima en el macizo kárstico de Valporquero está condicionado por su altitud (1.803 m en el Pico Salguerón) y por su localización al sur de la Cordillera Cantábrica. Los principales frentes que traen precipitaciones a la zona proceden del NO. La temperatura media en Boñar (975 m s.n.m.), 12 km al este del área de estudio, es de 9,7 °C (Almarza Mata, 1984). Las precipitaciones medias anuales alcanzan los 1.334 mm/año en la estación de Cármes (1.165 m s.n.m.), situada 3 km al norte del pueblo de Valporquero, junto al río Torío, y 1.063 mm/año en Boñar. Con los datos citados el clima puede catalogarse como templado húmedo (Almarza Mata, 1984).



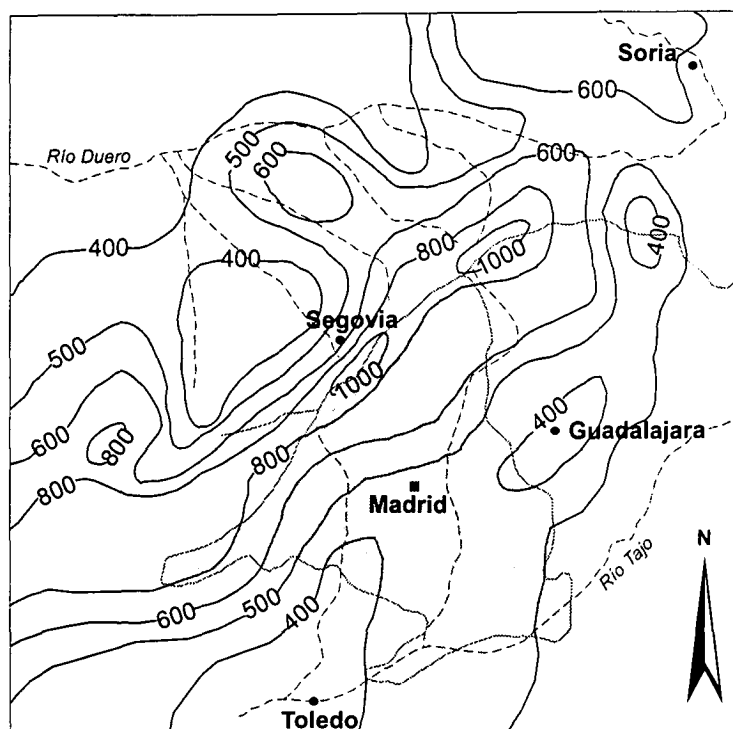


Fig. 6. Distribución de las precipitaciones medias anuales, en milímetros, en el sector nororiental del Sistema Central (según García de Pedraza y Reija Garrido, 1994).

Para el macizo kárstico de Valporquero puede estimarse que la media anual de precipitación es de unos 1.430 mm/año (Durán y Heredia, 1997), siendo una buena parte de carácter nival. La nieve es habitual en la zona, manteniéndose desde los meses de Enero a Mayo. En la parte alta del arroyo de Valporquero (1.610 m) se han medido, gracias a la instalación de una pértiga, valores puntuales de espesor de nieve que oscilan entre 10 y 35 cm dentro del período comprendido entre los años 1989 a 1995 (Ministerio de Obras Públicas, Transporte y Medio Ambiente, 1992, 1994; Ministerio de Medio Ambiente, 1997, 1998).

### 5.3. Hidrología superficial

El Sistema Central marca la divisoria hidrográfica entre las cuencas del Tago y del Duero. La red fluvial en el lado norte se dispone perpendicularmente a la Sierra de Guadarrama. Los principales ríos (Riaza, Duratón, Cega y Eresma) y los afluentes de estos dos últimos, Pirón y Voltoya, respectivamente, discurren en dirección SE-NO. En la cuenca del Tago, sin embargo, los principales cauces (Guadalix, Jarama, Sorbe y Bornova) siguen direcciones N-S. Por su parte, el río Lozoya en su tramo alto circula encajado en una fosa tectónica con dirección SO-NE, cambiando a N-S antes de su confluencia con el río Jarama.

La composición química de las aguas de los ríos de la región se caracteriza por su bajo contenido en sales disueltas, inferiores a 150 ppm (Alonso y Catalán, 1966, en Llamas, 1987). Ello es consecuencia del origen pluvio-nival de las aguas y de su circulación, en los tramos altos, por zonas constituidas exclusivamente por rocas metamórficas y plutónicas. El contenido salino de las aguas superficiales aumenta a medida que nos alejamos de la cabecera de los ríos, al recoger estas aguas procedentes de la escorrentía subterránea. Este incremento es, sin embargo, pequeño, puesto que los mayores aportes proceden del flujo subterráneo de los acuíferos detríticos terciarios de las cuencas del Tago y del Duero, cuyas aguas también tienen una salinidad muy reducida (Llamas, 1987).

La Cordillera Cantábrica separa la submeseta norte del Mar Cantábrico. La vertiente sur, donde se sitúa el Macizo de Valporquero, pertenece a la cuenca hidrográfica del Duero. Dicha vertiente presenta un relieve moderado aunque con importantes desniveles, fruto del profundo encajamiento de la red fluvial. Los cauces de la zona son rectos con escasa sinuosidad y ausencia de depósitos fluviales. La red hidrográfica tiene una densidad baja y su morfología muestra una tendencia ortogonal, donde los cauces principales (Torío) discurren en dirección N-S, transversalmente a la estructura geológica, mientras que los cauces menores se orientan E-O, subparalelos a la dirección de los estratos (arroyo de Valporquero). El río más importante en el área de estudio es el Torío, afluente del Bernesga, que lo es a su vez del río Esla.

El nivel de base en el macizo kárstico de Valporquero viene marcado por el río Torío. Este da origen a las Hoces de Vegacervera, un profundo desfiladero de paredes escarpadas y cerca de 1 km de longitud. Procedente de sectores altos del macizo, el arroyo de Valporquero es afluente del río Torío por su margen occidental. Este arroyo circula aguas arriba del karst por una cuenca de 5,5 km<sup>2</sup> hasta alcanzar la Cueva de Valporquero, lugar donde se infiltra por completo. Tras un recorrido subterráneo de 1,5 km, resurge en La Covona, desde donde su curso discurre superficialmente unos 300 m hasta desembocar en el río Torío.

## 6. ENCUADRE GEOLÓGICO

### 6.1. Estratigrafía de las unidades karstificables

En el presente apartado se describe la estratigrafía de los materiales que constituyen los macizos kársticos estudiados. Se trata de rocas fundamentalmente carbonatadas, calizas y dolomías, que son las que albergan los principales fenómenos kársticos tanto superficiales como subterráneos de la región objeto de estudio.

La edad de las rocas que conforman los macizos kársticos en ambas vertientes del Sistema Central, abarca desde el Turoniense hasta el Campaniense. Se trata principalmente de calizas, calizas dolomíticas y dolomías calcáreas. Dichas rocas afloran en bandas estrechas y alargadas, con una dirección aproximadamente NE-SO, paralelas a las sierras de Guadarrama y Somosierra (Fig. 4). Estos materiales forman parte de las antiguas plataformas carbonatadas, más extensas, del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica (Surco Ibérico) (Gil y García, 1996), teniendo su terminación sobre los materiales paleozoicos del Macizo Hespérico. La escasa potencia de las series y su carácter dolomítico-terrágeno revelan que se trata de facies de borde.

En el macizo de Valporquero las rocas estudiadas pertenecen al ámbito geológico de la Zona Cantábrica, constituida por rocas paleozoicas. La edad aproximada del conjunto abarca desde el Serpujoviense al Bashkiriense (Carbonífero inferior). El espesor de la serie ronda los 900 m y la constituyen principalmente calizas, dolomías y brechas calcáreas formadas en plataformas someras de tipo lagoon y en plataformas carbonatadas aisladas libres del influjo de materiales terrígenos (Rodríguez Fernández, 1991).

#### 6.1.1. Estratigrafía del Cretácico en el borde sur del Sistema Central

Las primeras investigaciones de carácter puramente geológico que estudiaron los materiales cretácicos existentes en los bordes del Sistema Central, fueron llevadas a cabo por Hernández Pacheco (1930), Schroeder (1930), Alía Medina (1942), Menéndez Amor (1952), De la Concha (1953), Fuster y Febrel (1959), Saeftel (1961) y Wiedmann (1964). Sin embargo, no es hasta finales de los años 60, cuando comienzan a estudiarse por separado y más en detalle los materiales de los bordes norte y sur. Los diferentes autores que han trabajado en el área comprendida entre Guadalix de la Sierra (Madrid) y Atienza (Guadalajara) diferencian en la serie cretácica tres tramos, uno inferior detrítico, otro intermedio margoso-calizo y uno superior calizo (Arias Ordás, 1969; Nodal Ramos y Agueda, 1976; Corchón, 1976; Alonso y Vilas, 1976; Segura, 1982).

La elaboración de mapas geológicos de la región, ha permitido delimitar con mayor precisión los afloramientos cretácicos, aunque no siempre la estratigrafía es abordada con el mismo detalle (Sopeña, 1980; Bascones *et al.*, 1980; Portero y Aznar, 1983; Pérez González y Portero, 1990; Pérez González *et al.*, 1990; Bellido y Rodríguez Fernández, 1991a; Rodríguez Fernández, 1996).

Los estudios paleobotánicos sobre micro y macroflora y materia orgánica de los depósitos basales de la serie cretácica, han permitido realizar reconstrucciones paleogeográficas y paleoecológicas sobre los ambientes de sedimentación, además de fijar con precisión su edad (Álvarez Ramis y Doudinger, 1980; Almendros *et al.*, 1982; Gómez Porter, 1984; Almendros *et al.*, 1985; Diéguez, 1986; Álvarez Ramis y Fernández Marrón, 1990; Álvarez Ramis *et al.*, 1992).

Cabe mencionar el trabajo de síntesis llevado a cabo por García (1982), donde se elabora un léxico estratigráfico, correlacionando a escala nacional los materiales cretácicos. Las sucesiones sedimentarias de los materiales cretácicos de los bordes norte y sur del Sistema Central son correlacionadas distinguiendo dos ciclos sedimentarios, uno Cenomaniense-Turonense y otro Coniaciense-Maastrichtiense (Alonso y Mas, 1982).

Recientes estudios revisan y reorganizan el registro sedimentario del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica y del borde sur del Sistema Central, relacionándolos con las series de Haq *et al.* (1988) (García Hidalgo *et al.*, 1992; Gil, 1993; Segura *et al.*, 1994; García *et al.*, 1996a, 1996b, 1996c; Gil y García, 1996).

En el sector meridional del Sistema Central los afloramientos de materiales cretácicos se distribuyen a modo de franja alargada y discontinua (Fig. 4). Su extensión es de 120 km en dirección NE-SO, con una anchura máxima que va desde los 2.500 m a los 100 m. Estos materiales se extienden desde el embalse de Pálmaces (Alcorlo, Guadalajara) al E, donde enlazan con rocas y estructuras de la Cordillera Ibérica, hasta Valdemorillo (Madrid), en el extremo occidental.

Las series del Cretácico superior del borde sur, no han sido hasta hace poco tiempo objeto de estudios específicos. Los trabajos de Gil (1993) y Gil y García (1996) contienen una valiosa información estratigráfica actualizada, que hemos utilizado para delimitar las unidades karstificables y ubicar los fenómenos endo y exokársticos. Estos autores (García *et al.*, 1996c) señalan siete rasgos que definen las sucesiones sedimentarias de estos materiales cretácicos:

1. la serie cretácica se divide en un tramo inferior detrítico y otro superior carbonatado;
2. presenta una gran variedad de facies a lo largo de todo el área de estudio;
3. predominan los depósitos de facies litorales y marinas someras;
4. casi todo el conjunto aparece afectado por fuertes procesos diagenéticos (recristalizaciones y dolomitizaciones);
5. salvo un litosoma en la zona oriental (margas de Picofrentes), el resto de los depósitos son bioestratigráficamente azoicos;
6. existe una importante disminución del espesor en las series hacia el oeste (hasta diez veces);
7. se observan huellas de importantes discontinuidades estratigráficas (discordancias, truncaciones erosivas y superficies de alteración).

La variedad de facies en las series mesozoicas del centro peninsular, hace que puedan diferenciarse hasta 16 cuerpos litológicos (Gil y García, 1996) (Fig. 7). En todos los casos estos materiales se apoyan discordantemente sobre rocas paleozoicas (gneises, pizarras o granitos), excepto en el área de Tamajón-Muriel y Galve de Sorbe, donde lo hacen sobre materiales triásicos (Buntsandstein y Keuper). En la totalidad del borde sur del Sistema Central la serie cretácica comienza con litosomas terrígenos: Arenas de Atienza (García *et al.*, 1989), Areniscas de Patones, Areniscas de Tortuero, Arenas de El Molar y Arenas de Valdemorillo (Gil y García, 1996). Todos ellos se consideran miembros de la Formación Arenas de Utrillas (Fallot y Bataller, 1927). El espesor del conjunto puede alcanzar los 40 m en la parte oriental, y su edad abarca desde el Cenomaniense superior al Santoniense.

A las unidades anteriores les siguen otras de carácter margoso, aunque a veces pueden estar ausentes, sobre todo hacia el oeste. Es el caso de las Margas de Picofrentes (Floquet *et al.*, 1982) y las Margas de Alcorlo (Gil y García, 1996). Pueden alcanzar un espesor superior a los 50 m y su edad va del Cenomaniense superior al Turoniense inferior.

A continuación, constituyendo la parte más importante de los afloramientos cretácicos de la región sur, se encuentran los litosomas carbonatados. Estos comienzan por las Dolomías de la Villa de Vés (Vilas *et al.*, 1982) y la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada (Meléndez, 1971). Ambas tienen poca representación en nuestra zona de estudio al ser de escaso espesor, abarcando el Cenomaniense superior y el Turoniense medio, respectivamente. Sobre ellas se sitúan las unidades litoestratigráficas sobre las que hemos trabajado, al presentar procesos claros de karstificación. Según Gil y García (1996) estas están formadas por:

*Calizas y Dolomías del embalse de la Tranquera* (Floquet *et al.*, 1982): son calizas y dolomías tableadas en bancos bien definidos. En ellas pueden reconocerse estructuras sedimentarias como ripples, laminaciones paralelas, niveles estromatolíticos, bioturbaciones y superficie ferruginosas. Contienen abundante óxido de manganeso, que fue objeto de explotación en la posguerra, existiendo minas en las cercanías de El Molar. Las características petrológicas de esta Formación, que tiene un espesor medio de 40 m, se mantienen muy constantes en toda la región. Hacia el oeste pasan, por cambio lateral de facies, a Arenas de Valdemorillo. Se asocian a sedimentos de plataforma carbonatada somera y su edad es Turoniense-Coniaciense.

	Sector Occidental Valdemorillo	Sector Central Patones-San Agustín	Sector Oriental Tamajón-Pálmaces
Campaniense	Fm. Dolomías y margas del Valle de Tabladillo		
Santoniense	Fm. Calizas del Burgo de Osma		Fm. Dolomías de Somolinos
Coniaciense	Mb. Valdemorillo	Fm. Hontoria del Pinar	
Turoniense alto		Fm. Hortezeuelos	
Turoniense medio		Fm. Dolomías del Embalse de la Tranquera	
		Capa de Margas de Alcorlo	
Turoniense inf.		Fm. Arenas de Utrillas	Mb. Tortuero
Cenomaniense	Mb. El Molar		Fm. Ciudad Encantada
	Mb. Patones		Mb. Calizas de Riofrío
		Fm. Margas de Picofrentes	
		Fm. Villa de Vés	
		Mb. Atienza	

Fig. 7. Síntesis de las unidades litoestratigráficas del Cretácico superior del borde sur del Sistema Central (según Gil y García, 1996). El color gris representa los tramos detríticos de la serie. Mb, Miembro; Fm, Formación.

*Dolomías de Hortezeuelos* (Floquet *et al.*, 1982): la serie comienza por calcarenitas y dolomías con rudistas que pasan hacia techo a calizas nodulares y margas. Al este pasan lateralmente a Dolomías de Somolinos y al oeste a Dolomías de Hontoria del Pinar. Su espesor es de 47 m, disminuyendo a 18 m en el área de El Molar. Se interpretan como depósitos de plataforma marina abierta y su edad es Coniaciense-Santoniense.

*Dolomías de Hontoria del Pinar* (Floquet *et al.*, 1982): son calcarenitas grises muy dolomitizadas, con estratificación cruzada. No se reconoce fauna. Pasan lateralmente hacia el oeste a Arenas de Valdemorillo y hacia el este a Dolomías de Somolinos. Su espesor oscila entre 45 y 15 m. Se reconocen fácilmente en el campo por ser el primer resalte morfológico bien visible en la serie mesozoica. Son interpretadas como barras litorales bioclásticas que migran en una plataforma carbonatada. Su edad es Coniaciense-Santonense.

*Calizas del Burgo de Osma* (Floquet *et al.*, 1982): son calizas dolomíticas y dolomías recrystalizadas estratificadas en gruesos bancos, sin estructuras visibles y azoicas. Son muy homogéneas en todos los afloramientos, excepto al este, donde por cambio lateral de facies pasan a Dolomías de Somolinos. Su espesor máximo es de 25 m. Se atribuyen a sedimentos de ambiente litoral y de plataforma carbonatada interna. Su edad es Santonense-Campanense.

*Dolomías de Somolinos* (Segura *et al.*, 1996): son dolomías masivas. Sólo aparecen al este de la región y por encima de las Dolomías de la Tranquera, siendo el resultado del cambio lateral de facies de las Dolomías de Hortezielos, Dolomías de Hontoria del Pinar y Calizas del Burgo de Osma. El espesor de ésta unidad es, por lo tanto, la suma de las tres anteriores y supera los 100 m. Su edad abarca del Coniaciense al Campanense.

*Dolomías de Valle de Tabladillo* (Alonso, 1981): son dolomías, limos dolomíticos, margas y brechas dolomíticas. Su espesor ronda la decena de metros y va disminuyendo hacia el oeste. Son interpretadas como de un ambiente de sebkha supramareal y llanura de marea carbonatada en clima muy árido. Su edad es Campanense.

### 6.1.2. Estratigrafía del Cretácico en el borde norte del Sistema Central

Los estudios sobre los materiales cretácicos del borde septentrional del Sistema Central se centraron, en una primera etapa, en caracterizaciones petrológicas y petrográficas. Han sido investigadas extensamente las formaciones detríticas correspondientes al Albense (López Azcona y Mingarro, 1968; Asensio Amor y Sánchez Cela, 1968; Sánchez Cela, 1969; Rincón *et al.*, 1978). Los niveles carbonáticos han sido también objeto de estudios petroquímicos, a partir de los cuales se realizan reconstrucciones paleogeográficas (Mingarro Martín y López Azcona, 1974, 1975; Rincón *et al.*, 1977).

Otros trabajos, en áreas concretas, incluyen columnas estratigráficas. Sin embargo, al ser puntuales no suelen correlacionar regionalmente series y afloramientos (Aparicio Yagüe y García Cacho, 1970; Cadavid *et al.*, 1971; Castelló y Eraso, 1975). Con posterioridad, se realizaron los primeros trabajos de carácter puramente estratigráfico llevados a cabo por Alonso y Mas (1977) y Alonso (1981).

Los mapas geológicos de la zona delimitan los afloramientos cretácicos (Pérez González *et al.*, 1991; Bellido y Rodríguez Fernández, 1991b). Todos ellos basan sus descripciones estratigráficas en gran medida en el trabajo de Alonso (1981).

Los trabajos de Alonso (1981) diferencian en la región siete formaciones, reunidas en dos grupos, uno inferior terrígeno y otro superior carbonatado. Estudios posteriores, logran correlacionar las series cretácicas de los bordes norte y sur del Sistema Central (Alonso y Mas, 1982). De esta manera, dichos autores, simplifican terminologías y unifican las formaciones.

Sólo son necesarias doce unidades estratigráficas para caracterizar los materiales cretácicos de la zona, aunque los importantes cambios laterales de facies, hacen que a veces sea complicada su correcta identificación en el campo.

En el sector septentrional del Sistema Central los afloramientos de materiales cretácicos se apoyan directamente sobre granitos y gneises del zócalo hercínico. En la sierra de Pradales, sin embargo, lo hacen sobre materiales triásicos y jurásicos. Las rocas cretácicas se disponen a lo largo de 112 km y afloran paralelamente a la línea de cumbres de la Sierra de Guadarrama, en dirección NE-SO (Fig. 8). Ocupan el área meridional y nororiental de la provincia de Segovia, siendo los afloramientos de mayor extensión que los del borde sur del Sistema Central.

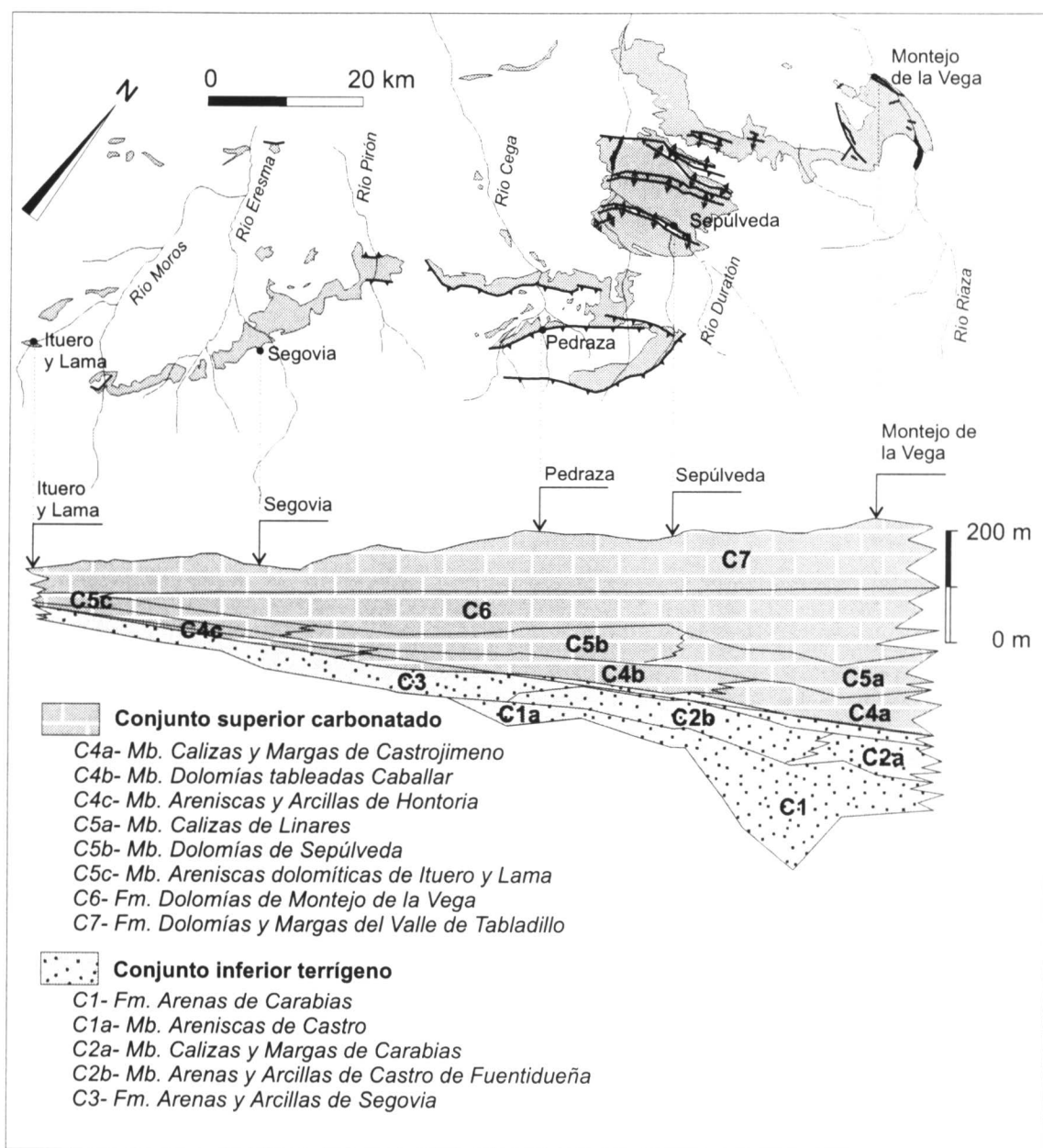


Fig. 8. Representación sintética del Cretácico superior en el borde norte del Sistema Central (modificado de Alonso, 1981). Mb, Miembro; Fm, Formación.

La serie cretácica (Fig. 8) comienza por términos terrígenos de la Formación Arenas de Utrillas (Fallot y Bataller, 1927) del Cenomaniense, alcanzando un espesor máximo de 148 m en el sector NE. Sobre ellas se disponen las Margas de Picofrentes (Floquet *et al.*, 1982) del Turoniense inferior-medio que desaparecen hacia el oeste. Los materiales terrígenos terminan con las Arenas y Arcillas de Castro de Fuentidueña (Alonso, 1981) del Turoniense medio Coniaciense, y las Arenas y Arcillas de Segovia (Alonso, 1981) del Turoniense-Coniaciense; estas últimas alcanzan un espesor de 55 m en las cercanías de Segovia.

Sobre las anteriores unidades se sitúan los términos carbonatados susceptibles de presentar procesos de karstificación de suficiente entidad e interés. Su espesor varía de 63 m en el sur a 400 m en los afloramientos del norte de la región (Alonso, 1981). Los términos carbonatados definidos para el borde norte del Sistema Central por Floquet *et al.* (1982) como Región 4, son los siguientes:

*Calizas nodulares de Hortezielos* (Floquet *et al.*, 1982): son calcarenitas y dolomías que a techo pasan a calizas nodulares y margocalizas. Su espesor alcanza los 75 m en el norte, disminuyendo este hacia el suroeste, y cambiando lateralmente a Dolomías tableadas Caballar. Se interpretan como sedimentos de plataforma abierta. Su edad es Coniaciense.

*Dolomías tableadas Caballar* (Alonso, 1981): son dolomías bioclásticas, margas dolomíticas y arenas dolomíticas. Están muy recrystalizadas, no reconociéndose fósiles. Su espesor máximo es de 47 m, en las cercanías de Sepúlveda, disminuyendo hasta 28 m en Caballar. Hacia el suroeste pasa a términos más detríticos y terrígenos. Se atribuyen a depósitos de plataforma interna carbonatada, *lagoon* protegido y llanura de marea mixta (siliciclástica/carbonatada). Su edad es Coniaciense.

*Calizas y Dolomías de Castrojimenó* (Alonso, 1981): esta formación se compone de tres miembros (Areniscas dolomíticas de Hontoria, Calizas de Linares y Dolomías de Montejo). A techo predominan las dolomías y en la base las calcarenitas. Su espesor varía de norte a sur entre 228 m y 12 m. Igualmente aumenta el contenido en terrígenos hacia el sur.

a) *Areniscas dolomíticas de Hontoria* (Alonso, 1981): son dolomías arenosas y areniscas bioclásticas. Su potencia media es de 20 m, pasando lateralmente hacia el norte a Dolomías de Montejo. Se atribuyen a depósitos litorales de alta energía, barras y canales paralelos a la costa.

b) *Calizas de Linares* (Alonso, 1981): son calizas dolomíticas y dolomías, que hacia el suroeste pasan, por cambio lateral de facies, a calcarenitas bioclásticas y arenas dolomíticas. Su espesor máximo es de 111 m en el embalse de Linares, disminuyendo hasta 15 m en Lama. Son sedimentos de plataforma interna abierta de alta energía. Su edad es Coniaciense terminal-Santonense medio.

c) *Dolomías de Montejo* (Alonso, 1981): son dolomías blancas estratificadas en gruesos bancos. Su espesor alcanza los 117 m en Montejo de la Vega de la Serrezuela, estando ausentes en el suroeste. Pasan lateralmente y verticalmente (hacia abajo) a Areniscas dolomíticas de Hontoria. Son atribuidas a sedimentos de plataforma carbonatada interna de alta energía. Su edad es Santonense superior.

*Calizas de Burgo de Osma* (Floquet *et al.*, 1982): son calizas dolomíticas y dolomías estratificadas en gruesos bancos. Marcan el paso gradual entre las Dolomías de Montejo



y las Dolomías de Valle de Tabladillo. Su representación en el borde norte del Sistema Central es escasa al ser una unidad transicional. Se atribuyen a sedimentos de *lagoon* y llanura intermareal. Su edad es Santoniense superior-Campaniense.

*Dolomías y margas del Valle de Tabladillo* (Alonso, 1981): son dolomías blancas y margas, aunque localmente aparecen brechas y yesos. En la localidad de Valle de Tabladillo alcanzan 148 m de espesor. Se asocian a ambientes de *sebkhas* supramareales y a llanuras de marea carbonatadas en clima muy árido. Su edad es Campaniense.

### 6.1.3. Estratigrafía del macizo de Valporquero

El macizo kárstico de Valporquero se localiza en la Unidad de Correcillas (Pérez-Estaún *et al.*, 1988), dentro de la Región de Pliegues y Mantos (Julivert, 1967) en el ámbito geológico de la Zona Cantábrica (Fig. 9). La primera cartografía geológica en la que aparece el área de estudio se debe a Comte (1959), posteriormente se realiza un mapa geológico a escala 1:50.000 de la zona (Evers, 1967, en Durán y Heredia, 1997). Son destacable también las cartografías de Alonso *et al.*, (1989) y Rodríguez Fernández (1990) a escalas 1:100.000 y 1:50.000, respectivamente, en las que se hace mención al cabalgamiento de Valporquero.

En la región, los procesos de karstificación se han producido principalmente en los macizos paleozoicos que contienen potentes afloramientos de calizas carboníferas. Las unidades karstificables del macizo de Valporquero están constituidas fundamentalmente por calizas de las formaciones Valdeteja y Barcaliente, pertenecientes al Carbonífero inferior. La serie estratigráfica (Fig.10), está delimitada, tanto a techo como a muro, por sendas fallas inversas buzantes 75° al norte, y se encuentra constituida por:

*Formación Alba o Genicera* (Comte, 1968, en Rodríguez Fernández, 1991): son calizas rojas nodulosas en banco centimétricos. Se divide en tres miembros: Gorgera, Lavandera y Canalón (Sánchez de la Torre *et al.*, 1983). Su origen se asocia a sedimentos de plataforma y zonas pelágicas con baja intensidad de sedimentación. El color rojo de las calizas se relaciona con la existencia de condiciones oxidantes en la interfase agua-sedimento. Su espesor es variable, pero en la zona no sobrepasa los 15 m y su edad abarca desde el Tournaisiense al Viseense.

*Formación Barcaliente* (Wagner *et al.*, 1971, en Rodríguez Fernández, 1991): marca el tránsito gradual desde la Formación Alba. Se trata de calizas grises oscuras, estratificadas en bancos de dimensiones centimétricas a decimétricas. En el macizo de Valporquero esta formación aparece fuertemente dolomitizada (López Martínez *et al.*, 1998). Presenta laminación paralela y a veces acumulaciones bioclásticas con gradación positiva; ocasionalmente aparecen cristales de yeso y anhidrita. El contenido fosilífero es escaso debido al grado de recrystalización que presenta, aunque en los sectores menos dolomitizados se han detectado restos de ostrácodos, equinodermos y lamenibranquios. Su génesis se asocia a un medio marino somero de tipo *lagoon*. En el área tiene un espesor que ronda los 300 m y su edad es Serpujoviense.

*Brechas del Porma*: se sitúan a techo de la Formación Barcaliente con un contacto neto. Estos niveles de brechas están constituidos por fragmentos carbonatados, cementados por una matriz calcárea. Su origen se interpreta como brechas de disolución originadas a partir de la Formación Barcaliente en taludes y zonas deprimidas y asociadas a niveles de pseudomorfos de yeso y anhidrita. El espesor en la zona es de unos 20 m y su edad es Serpujoviense.

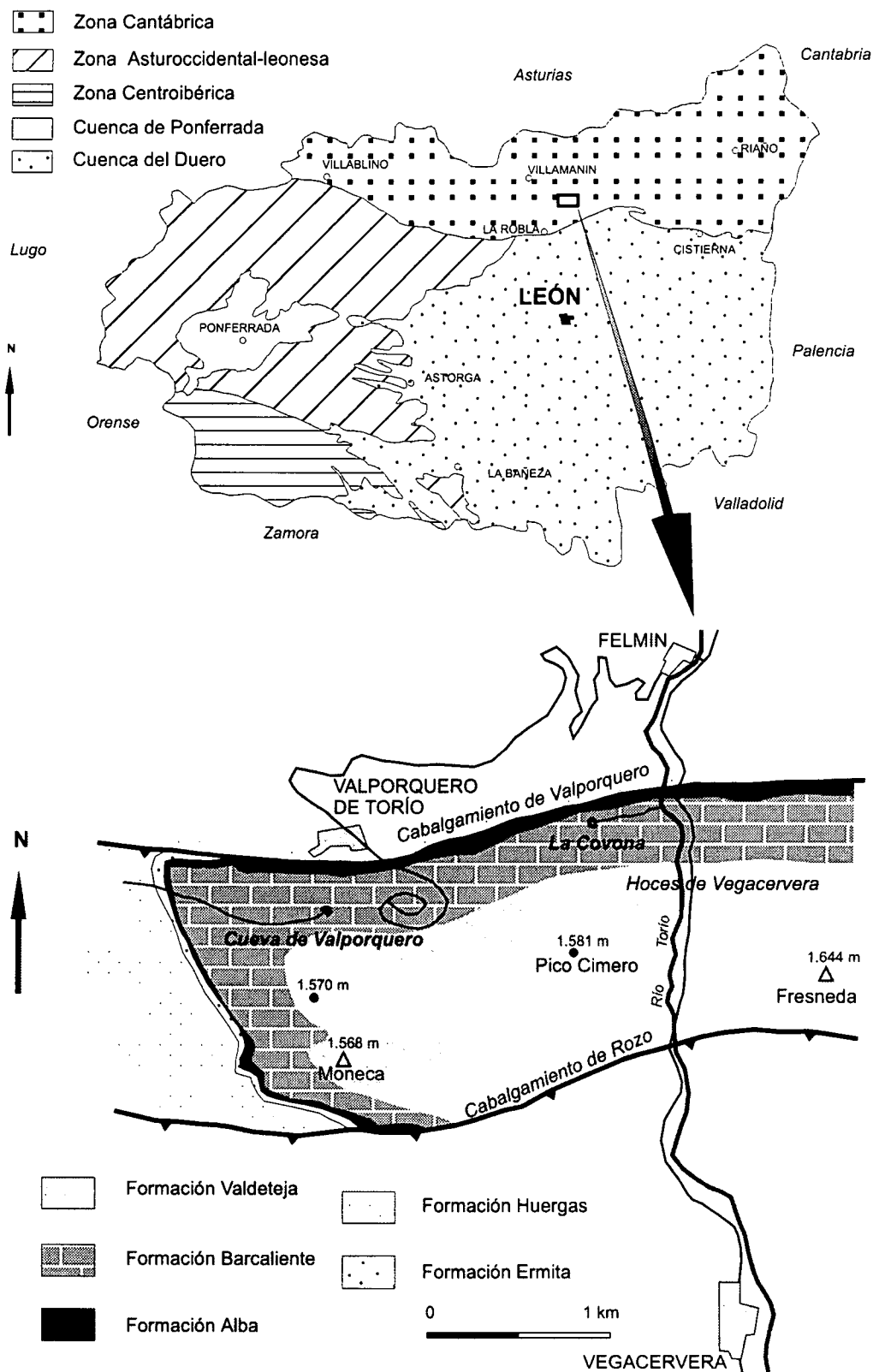


Fig. 9. Situación geológica del macizo kárstico de Valporquero.

*Formación Valdeteja* (Wagner *et al.*, 1971, en Rodríguez Fernández, 1991): son calizas masivas de color gris claro, con niveles estratificados e intervalos margosos. Se interpretan como sedimentos de plataformas carbonatadas someras y libres del influjo de terrígenos. Su espesor en la zona sobrepasa los 550 m y su edad es Bashkiriense.

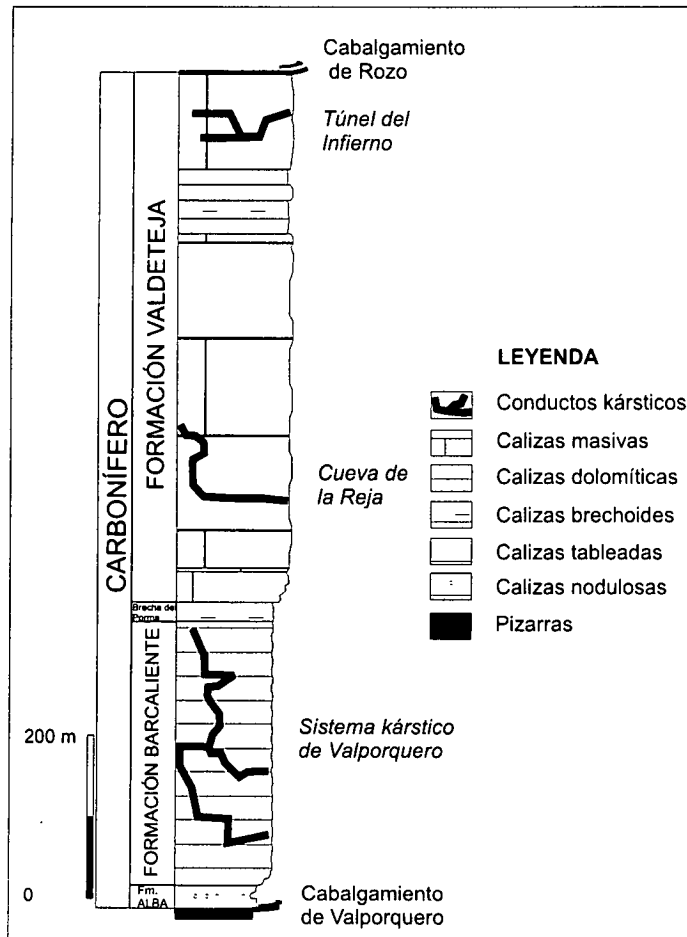


Fig. 10. Columna estratigráfica del macizo kárstico de Valporquero. Se indican los principales sistemas kársticos conocidos y su situación respecto a cada formación.

## 6.2. Tectónica y estructura geológica

### 6.2.1. Sistema Central

El Sistema Central está situado en el centro de la microplaca Ibérica, constituyendo una cadena de dirección NE-SO que alcanza alturas de hasta 2.592 m (Pico Almanzor). La cordillera se encuentra segmentada en sierras separadas por pequeños valles (Somosierra-Ayllón, Guadarrama, Sierra de Gredos, etc.) que corresponden a un sistema de bloques elevados y hundidos resultado de la tectogénesis alpina. Los relieves están constituidos por materiales paleozoicos afectados por la orogenia Hercínica, incluyendo rocas metamórficas y plutónicas. Sobre las rocas paleozoicas se dispone de forma discordante una cobertera sedimentaria de edad mesozoica y cenozoica.

#### 6.2.1.1. Antecedentes

Los primeros estudios sobre el Sistema Central, consideraban su formación como producto del hundimiento durante el Terciario de las cuencas del Duero y Tajo (Hernández Pacheco, 1923). Esta teoría, basada en una tectónica distensiva se mantuvo hasta mediados de los años 80. Autores como Birot y Solé Sabarís (1954) reconocen la existencia de fallas inversas, pero explican el fenómeno como producto de dos etapas sucesivas, una compresiva y otra, posterior, de hundimiento. Con posterioridad se comenzó a explicar la formación del Sistema Central como producto de movimientos verticales de bloques a favor de familias de fallas subverticales (Alía, 1960, 1976; Cadavid *et al.*, 1971; Martín Escorza, 1976; Alía *et al.*, 1980). Los estudios geofísicos sobre la estructura de la corteza continental en el área, reconocieron la existencia de dos grandes fallas inversas que han provocado el levantamiento del bloque central entre las cuencas del Tajo y Duero (Carbó y Capote, 1985), hablándose ya de una tectónica compresiva (Vegas y Suriñach, 1987; Racero, 1988).

Otros estudios de carácter sedimentológico y morfoestructural, reconocen la existencia de fallas inversas. Ello se explica como producto de una tectónica de tipo transpresivo, producida por una compresión N-S (Megias *et al.*, 1983), que activaría fallas NE-SO con movimiento siniestro. El resultado son bloques elevados y pequeñas cuencas interiores (Portero y Aznar, 1984). Otros autores aplican a la formación del Sistema Central un modelo de deformación distribuida en dos etapas, una de cizalla dextral y otra compresiva (Vegas *et al.*, 1986 y Vegas *et al.*, 1990). La primera de ellas tendría lugar en el Cretácico superior y la otra durante el período Mioceno medio-superior.

En los estudios llevados a cabo por Waburton y Alvarez (1989), se propone una interpretación estructural diferente para el Sistema Central. En ella se pone de manifiesto la similitud de la Sierra de Guadarrama, con otras cordilleras cabalgantes donde existen niveles de despegue en profundidad. Estos niveles generarían la aparición de cabalgamientos imbricados y “pop-up” (De Vicente *et al.*, 1992). Por su parte, Ribeiro *et al.* (1990) proponen un modelo similar para el sector portugués del Sistema Central.

Finalmente los trabajos de De Vicente *et al.* (1994, 1996b) basados en datos geofísicos recientes (Suriñach, 1988; Querol, 1989; Babín *et al.*, 1993; Bergamín y Tejero, 1994; Pérez Agudo, 1995) ponen de manifiesto que bajo el Sistema Central existe un importante engrosamiento de la corteza, además de presentarse un arqueamiento de la misma. Este arqueamiento combinado con los cabalgamientos y varios “pop-up” a escala de la corteza superior (Fig. 11), explicarían actualmente la estructura del Sistema Central (González Casado y De Vicente, 1996).

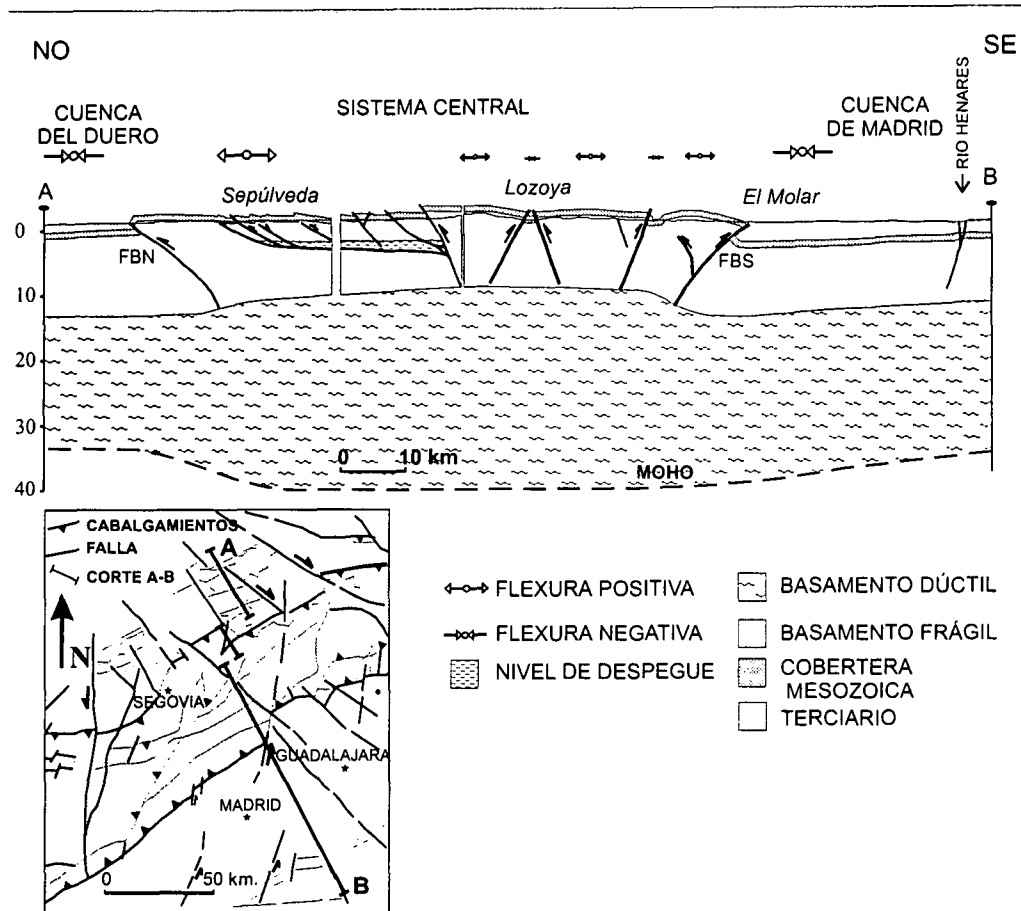


Fig. 11. Corte geológico del Sistema Central. Falla del borde norte (FBN), falla del borde sur (FBS) (según De Vicente *et al.*, 1996b).

### 6.2.1.2. Evolución alpina

Los recientes estudios de carácter microestructural (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990; De Vicente y González Casado, 1991; Sánchez Serrano *et al.*, 1993b; Giner, 1993), macroestructural (Sánchez Serrano, 1991; Sánchez Serrano *et al.*, 1993a), y de relación entre el relleno sedimentario y la deformación en la Cuenca del Tajo (Calvo *et al.*, 1991, 1996; De Vicente *et al.*, 1996a) y de la Cuenca del Duero (Babín y Gómez, 1997, 1998) han permitido tener un mejor conocimiento de la evolución alpina del Sistema Central. Como resultado de estos trabajos, se han definido los tensores de esfuerzos, las fases de deformación y sus edades. Así se deducen tres grandes fases o etapas de deformación, tanto para la Cuenca del Tajo como para sus zonas limítrofes (De Vicente *et al.*, 1994, 1996c):

*Fase Ibérica* (Eoceno-Mioceno inferior), que estaría en relación con esfuerzos compresivos transmitidos desde los Pirineos. Afecta principalmente a la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica hacia el este, por lo que sus efectos hacia el oeste están poco definidos. La dirección de máximo acortamiento horizontal ( $D_{ey}$ ) varía según los autores entre N10°E y N60°E.

*Fase Altomira* (Oligoceno superior-Mioceno inferior), es producto de la superposición espacial y temporal de las fases Ibérica y Guadarrama (Muñoz Martín, 1993). Afecta principalmente a los sectores del SO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y el centro de la Sierra de Altomira. La dirección de máximo acortamiento horizontal ( $D_{ey}$ ) varía entre N70°E y N110°E, respectivamente. Está poco representada en nuestra zona de estudio.

*Fase Guadarrama* (Mioceno medio-superior), relacionada con esfuerzos compresivos transmitidos desde la Cordillera Bética. Es la más importante, produciendo la mayor parte de las deformaciones alpinas del Sistema Central y del centro peninsular. El pulso más intenso y rápido de levantamiento tendría lugar entre 10 y 7 m.a., de acuerdo con la evolución establecida mediante huellas de fisión en apatitos realizadas en rocas hercínicas del zócalo del Sistema Central (Sell *et al.*, 1995). La dirección de máximo acortamiento horizontal ( $D_{ey}$ ) sería N150°-160°E (Capote *et al.*, 1990), con ligeras variaciones según las zonas. Como resultado de este campo de esfuerzos se producen fallas inversas y cabalgamientos con dirección NE-SO, y desgarres con direcciones NO-SE y NNE-SSO que en ocasiones funcionan como fallas de transferencia de los cabalgamientos (González Casado *et al.*, 1996).

### 6.2.1.3. Neotectónica

Son varios los autores que han reconocido y estudiado procesos neotectónicos en los bordes del Sistema Central y más concretamente en la Cuenca del Tajo. En principio las estructuras de deformación observadas en los materiales sedimentarios recientes (Mioceno-Cuaternario), eran atribuidas a procesos de halocinesis y disolución-hundimiento de las facies yesíferas terciarias (Hernández Pacheco y Rollo Gómez, 1916; Vegas *et al.*, 1975). Otros autores ven en estas estructuras causas puramente tectónicas (Capote y Fernández Casals, 1978; Vaudour, 1979). Aunque la hipótesis propuesta por un mayor número de investigadores es la que combina ambos fenómenos, halocinesis y reajuste por pequeños movimientos de las discontinuidades del basamento (Alfá, 1960; Hernández Pacheco, 1965; San José, 1975a, b, c; Arandilla *et al.*, 1975; Martín Escorza, 1976, 1979, 1980, 1983; Pérez González, 1971a,b; 1982; Silva, 1988; Silva *et al.*, 1988a).

Estudios más recientes de carácter estructural y sísmico, realizados en la Cuenca de Madrid, ponen de manifiesto que el régimen de esfuerzo-deformación ha sido constante desde el Mioceno medio hasta la actualidad (Giner *et al.*, 1994, 1996 a, b; Giner y De Vicente, 1995; Giner, 1996). Por ello, las estructuras de deformación observadas en los materiales sedimentarios de la Cuenca del Tajo, serían producto de la actividad tectónica. No obstante y puntualmente, estos efectos pueden verse amplificados por fenómenos locales de halocinesis y karstificación en las facies evaporíticas (Giner y De Vicente, 1995).

En el trabajo de Giner (1996) se define como periodo neotectónico el lapso de tiempo en el que ha actuado el régimen tectónico actual. Para la Cuenca de Madrid este abarcaría desde el Mioceno medio a la actualidad, existiendo periodos en los que la deformación parece concentrarse. El primero de estos periodos tendría lugar en el Mioceno superior, al pasar la Cuenca Madrid de régimen endorreico a exorreico, produciéndose un cambio en la sedimentación de la misma (Calvo *et al.*, 1996). En el Plioceno se iniciaría una etapa erosiva, con un basculamiento hacia el OSO que se refleja en la red fluvial cuaternaria. En el Cuaternario se han apreciado dos periodos de mayor actividad tectónica para las zonas de los ríos Jarama y Tajo, en el borde sur del Sistema Central (Fig. 12): una primera en el tránsito Pleistoceno inferior-medio y otra a mitad del Pleistoceno medio.

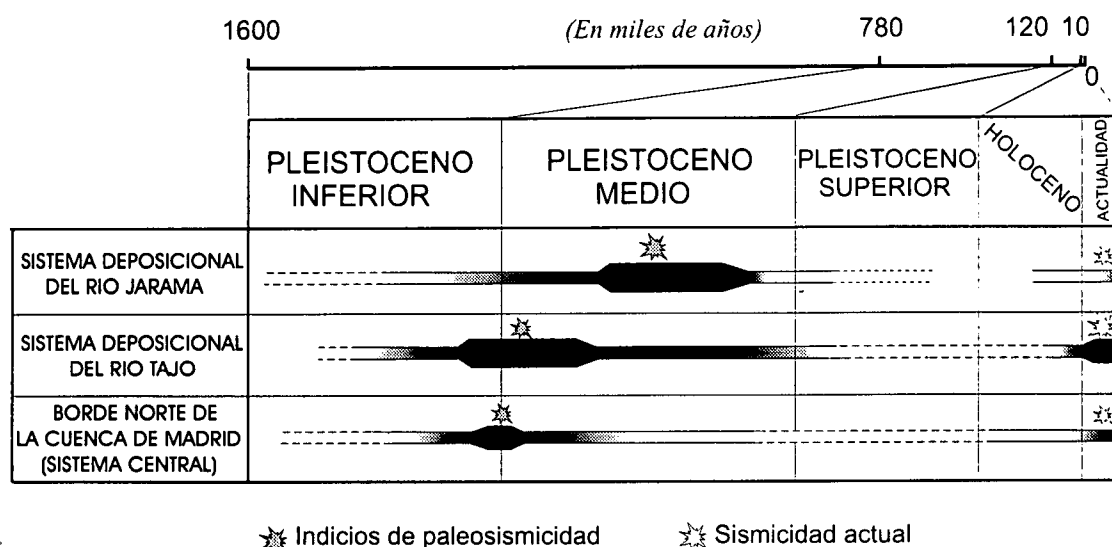


Fig. 12. Diagrama temporal en el que se representan las deformaciones durante el Cuaternario observadas en las zonas del río Jarama, del río Tajo y en el borde sur del Sistema Central (según Giner, 1996).

### 6.2.2. Macizo de Valporquero

Las montañas cantábricas constituyen la prolongación hacia el oeste de los Pirineos. El extremo más occidental de las mismas, Comunidad Asturiana y norte de la provincia de León está formado por materiales paleozoicos del zócalo hercínico. La zona de estudio, situada en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, ha sufrido dos procesos orógenicos desde su formación. La primera orogenia es la Hercínica que deformó intensamente el área durante el Carbonífero superior, hace unos 300 millones de años. En ella se produjeron la mayoría de las estructuras observables: pliegues y cabalgamientos. Cuando cesó la actividad orogénica, la cordillera formada fue totalmente dismantelada y sobre ella se instaló una cuenca mesozoica en la que se depositaron materiales cretácicos. A comienzos del Cenozoico la cuenca anterior pasa a estar sometida a condiciones compresivas como consecuencia de la orogenia Alpina, hace aproximadamente entre 70 y 12 m.a (Lepvrier y Martínez García, 1990). Ello implicó la formación de desgarres y el levantamiento del basamento hercínico (Alonso *et al.*, 1995). Por ello, puede afirmarse que la zona presenta un relieve formado durante el ciclo alpino, pero desarrollado sobre un basamento estructurado principalmente en el hercínico. Este basamento se deformó poco durante el levantamiento alpino, y por lo tanto, se debió elevar de un modo relativamente pasivo (Durán y Heredia, 1997).

Las principales estructuras de la zona son los cabalgamientos y pliegues relacionados, existiendo estructuras de diferentes órdenes de magnitud e importancia. Los principales cabalgamientos del área de Valporquero son, por orden de importancia, el de Correcillas (Pérez Estaún *et al.*, 1988), el de Roza (Alonso, 1987) y por último el de Valporquero (Alonso *et al.*, 1989). Los tres tienen un trazado rectilíneo de dirección O-E y una inclinación hacia el norte de unos 75°. Además, se encuentran en posición invertida como en el resto de la rama Sur de la Zona Cantábrica. Esto da una apariencia de fallas normales, con los materiales más modernos en la parte superior de la falla (Alonso *et al.*, 1995).

Por lo que se refiere a los pliegues, la estructura de conjunto de la Escama de Correcillas, donde se localiza el karst de Valporquero, es un gran par anticlinal-sinclinal asimétrico con los flancos extremos truncados por los cabalgamientos de Rozo y Correcillas (Durán y Heredia, 1997).

Existe en la zona una intensa fracturación tardía muy marcada y visible en el entorno de las Hoces de Vegacervera, sobreimpuesta a los cabalgamientos y los pliegues descritos anteriormente. Según la cartografía geológica (Rodríguez Fernández, 1991), dicha fracturación afecta únicamente a la Formación Valdeteja, aunque esto es una apreciación sesgada de la realidad, ya que las discontinuidades afectan profundamente a prácticamente todas las formaciones competentes del área. Este fenómeno es claramente visible en el interior del sistema kárstico de Valporquero, desarrollado en la Formación Barcaliente. La Formación Santa Lucía también está muy afectada por la fracturación, sin embargo, es difícil de caracterizar en superficie por la interferencia con la estratificación vertical y el relieve (Durán y Heredia, 1997).



## 7. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

### 7.1. Sistema Central

El Sistema Central es una alineación montañosa con una dirección general NE-SO y una longitud total aproximada de 700 km. En el presente trabajo se ha estudiado el sector nororiental de la cordillera y más concretamente los bordes norte y sur de las sierras de Guadarrama y Somosierra. Los macizos kársticos estudiados aparecen en forma de cuevas monoclinales o relieves tabulares sobre las rocas paleozoicas que forman el zócalo del Sistema Central. Además, marcan el límite con los materiales cenozoicos de las cuencas del Tajo y del Duero. Los trabajos de carácter geomorfológico llevados a cabo en el área son numerosos, abarcando, entre otros, estudios de las superficies de erosión, el modelado glacial y periglacial, la geomorfología fluvial, los depósitos de raña y las vertientes.

#### 7.1.1. Superficies de erosión

Los primeros estudios morfoestructurales realizados en la zona datan de principio de siglo y ya pusieron de manifiesto que el relieve del Sistema Central se ha visto condicionado por la estructuración alpina del mismo. Así, el conjunto de bloques levantados y hundidos que estructuran la cordillera ha condicionado la fisionomía actual de valles y sierras (Schmieder, 1915; Hernández Pacheco, 1923; Carandell, 1928; Schwenzner, 1937; Vidal Box, 1942; Solé Sabaris *et al.*, 1952; Birot y Solé Sabaris, 1954).

El relieve del Sistema Central se caracteriza por estar formado por un sistema de planicies escalonadas que se articulan entre sí mediante escarpes y laderas (Pedraza, 1994a). Estas planicies, asimilables a superficies erosivas, ya fueron descritas por primera vez por Schwenzner (1937) como M3, M2 y M1, reconociéndose a ambos lados del Sistema Central. La superficie M3 sería la más alta situada entre 1.800 y 1.400 m según las zonas, y correspondería a rellanos de ladera y divisorias secundarias (Pedraza, 1994a). Las superficies M2 y M1 formarían los piedemontes. Estas superficies han sido posteriormente objeto de otros trabajos siendo redefinidas y reinterpretadas (Gladfelter, 1971; Lázaro Ochaita, 1977; Pedraza, 1978; Gutiérrez Elorza y Rodríguez Vidal, 1978; Vaudour, 1979; Cabra, 1981; Cabra *et al.*, 1983; Pérez González, 1982, 1989; Portero y Olivé, 1983; Pérez González y Gallardo, 1987; Fernández García, 1988; Goy *et al.*, 1989).

La actual fisionomía del Sistema Central sería consecuencia de tres procesos fundamentales (Pedraza, 1994a):

- a) Aplanamiento: se formaría la línea de cumbres. Esta superficie generatriz correspondería a un arrasamiento finicretácico (Schmieder, 1915; Hernández Pacheco, 1923), generada en ambiente húmedo-cálido (Garzón, 1980). Correspondería a la etapa *prearcósica* de Pedraza (1978), finalizando antes del inicio de la reactivación alpina.
- b) Tectónica de reactivación: a partir del levantamiento alpino del Sistema Central comenzaría el ciclo *arcósico* de Pedraza (1978), en un ambiente de sabana. Ello daría lugar a la superficie finimiocena M3. El ciclo *postarcósico* tendría lugar posteriormente en ambiente semiárido, dando lugar a las superficies pliocenas M2 y M1. En esta etapa comienza a perfilarse la red hidrográfica cuaternaria.

- c) Modelado reciente: se producen modificaciones geomorfológicas producidas por la red fluvial actual, los fenómenos gravitacionales, glaciares y periglaciares. Así se ve retocado el relieve estructurado anteriormente durante el levantamiento alpino.

### 7.1.2. Geomorfología glaciar y periglaciar

La huella de fenómenos glaciares en el Sistema Central es reconocida y estudiada desde finales del siglo pasado por diversos autores (Prado, 1864; Macpherson, 1893; Penk, 1894; Mazarredo, 1910; Fernández Navarro, 1915; Obermaier y Carandell, 1917 ; etc.), atribuyéndole en algunos casos una importancia excesiva en el modelado del relieve. Estudios más recientes, aportan más información sobre el glaciarismo en la Sierra de Gredos (p. ej. Pedraza y López Martínez, 1980) y en el área de Guadarrama-Somosierra (p. ej. Fränzle, 1959; Sanz Donaire, 1976; Vaudour, 1979; Centeno *et al.*, 1983; Pedraza y Centeno, 1987; Bullón, 1988; Sanz Herráiz, 1988; Martín Duque, 1992). Se admite actualmente que los procesos glaciares en el último sector mencionado afectaron a alturas superiores a los 1.900 m, como señala la existencia de arcos morrénicos, superficies pulidas y lagunas en cuencas de sobreexcavación en los picos del Lobo, Cebollera o Peñalara. Estos fenómenos estarían provocados por pequeños glaciares de circo y a veces de ladera, atribuidos al Würm de la cronología alpina. La superficie cubierta por el hielo en la Sierra de Guadarrama, durante el periodo de máxima estabilidad, fue en el conjunto de los circos de unos 10,5 km<sup>2</sup> (Sanz Herráiz, 1988). Centeno *et al.*, (1983) distinguen dentro de esta fase tres estadiales que marcarían periodos de avance-estabilización y retroceso-estabilización de la masa de hielo.

Los fenómenos periglaciares han tenido mayor representación que los glaciares en la fisonomía general del relieve del mencionado sector del Sistema Central, tanto en su modelado (valles fluviales asimétricos y de fondo plano, vertientes regularizadas), como en el desarrollo de formaciones superficiales (conos de derrubios, canchales, procesos de solifluxión). Muchas de estas morfologías son heredadas del Pleistoceno superior (Sanz Herráiz, 1988). El límite inferior de actuación de los procesos periglaciares varía según los autores. Así para Fränzle (1959), que estudia el sector Guadarrama-Somosierra, este habría alcanzado las cotas 1.000-1.100 m. Por su parte, Brosche (1978, 1982) lo sitúa en 400-580 m, en el sector de Gredos. Para Pedraza (1994b) los efectos del periglaciarismo durante el Pleistoceno superior (Würm) podrían haber alcanzado los 500-600 m de forma puntual en algunos sectores muy concretos. En la actualidad estos procesos sólo tienen lugar en alturas de 1.900-2.000 m en el área de Somosierra-Guadarrama (Pedraza, 1994b). Procesos como la crioclastia (canchales y pedreras), la solifluxión y los suelos estructurados son los más visibles en la actualidad (Gallardo *et al.*, 1987a; Pedraza *et al.*, 1987b, Fernández García, 1988).

### 7.1.3. Geomorfología fluvial

Las características de la red fluvial en el área de estudio varían, en gran medida, en función del dominio litológico que atraviesa. En terrenos paleozoicos, la red suele ser de tipo dendrítico. Aquí se han originado pequeñas gargantas, en ocasiones con formas en uve muy marcadas, en las laderas. Sus cauces están ocupados por depósitos gruesos de origen torrencial-gravitacional, y generalmente no se desarrollan terrazas. Al atravesar los materiales mesozoicos, la red hidrográfica pasa a ser más rectilínea, formando barrancos y cañones (cañón del Duratón, cañón de Retiendas, hoces del Bornova). Estos tienen un marcado control estructural, siguiendo generalmente directrices N-S. Los depósitos fluviales en estas zonas son escasos y de poco espesor, y los existentes deben asociarse a una génesis mixta aluvial-coluvial. No existen terrazas y cuando aparecen están formadas por niveles de gravas colgadas sobre los

lechos actuales (cañón de Valdesotos). Al alcanzar los principales ríos las fosas del Duero y del Tajo se forman cauces con llanuras aluviales bien definidas y con desarrollo de varios niveles de terrazas.

Tanto en la cuenca del Duero como en la del Tajo las terrazas fluviales se sitúan de modo asimétrico en relación a los cauces actuales. Esta asimetría ya fue señalada por Royo Gómez y Menéndez Pugué (1929). Las terrazas han sido objeto de numerosos estudios, en los cuales se pone de manifiesto que su génesis debe asociarse a factores tectónicos (Alfá, 1960; Pedraza, 1976; Pérez González, 1980; Silva *et al.*, 1988a, b) y litoestructurales (Pérez González, 1971b).

En la vertiente norte de la sierra, en el sector de los ríos Eresma, Voltoya y Moros, se han descrito tres grupos de terrazas escalonadas: altas (+104-60 m), medias (+60-25 m) y bajas (+25-15 m) (Pérez González *et al.*, 1994). Estas últimas se diferencian de las otras por su carácter netamente arenoso (Garzón y Fernández García, 1993).

En la cuenca del Tajo y más concretamente en su sector norte, la descripción de las terrazas fluviales comenzó con los estudios de Riba (1957), y Vaudour (1969). Este último autor cita ocho niveles de terrazas en las cercanías a Valdepiélagos, a las que atribuye un origen climático (Vaudour, 1979). Estudios realizados en el valle del Henares diferencian doce terrazas escalonadas (Pérez González y Asensio, 1973; Lázaro y Asensio, 1978). Por su parte, Cabra *et al.* (1983) describen para el río Jarama, en la zona de Taratón, hasta quince niveles de terrazas. Este desarrollo tan grande de depósitos fluviales en los valles del Henares y Jarama, podría interpretarse como que las cuencas de estos ríos son más antiguas que la de los ríos Manzanares, Guadarrama o Torote (Del Alba *et al.*, 1993).

#### 7.1.4. Raña

Los niveles de raña configuran en la actualidad amplias llanuras relativamente bien conservadas, que han sido erosionadas en ciertas zonas por el encajamiento de la red fluvial pliocuaternaria. Es en el borde sur del Sistema Central donde esta formación tiene su mejor representación, y más concretamente en el área comprendida entre los ríos Sorbe, Jarama y Henares (Pérez González y Gallardo, 1987). Los niveles de raña en este sector tienen una suave inclinación hacia el SO menor del 1% y su espesor no supera los 9 m (Pérez González, 1994). La importancia de esta formación viene dada por dos motivos:

- 1) los depósitos de raña presentan los suelos más antiguos de Europa y también de la región mediterránea (Roquero De Laburu, 1993). Así, han registrado cambios climáticos desde el Plioceno hasta la actualidad, siendo por tanto buenos indicadores paleoclimáticos. La edad de estos suelos, estudiada en el área de Mesones, es Villafranquiense medio-superior (Vaudour, 1979) y podría alcanzar el Villafranquiense inferior (Gallardo *et al.*, 1987b).
- 2) se ha considerado a los niveles de raña como un nivel cronoestratigráfico concreto que se establecería una vez colmatadas las cuencas del Tajo y del Duero, en el Neógeno superior (Pérez González y Gallardo, 1987). Así, serían indicadores del comienzo de la incisión de la red fluvial pliocuaternaria, por ser anteriores a la formación de la primera terraza. Sin embargo, otros autores la consideran como un episodio heterocrono, cuya formación abarcaría un período más dilatado de tiempo (Martín Serrano, 1988a,b). De esta manera no podemos

atribuir los niveles de raña como referencia inicial y fija del encajamiento fluvial (Martín Serrano, 1991).

## 7.2. Macizo de Valporquero

El Macizo de Valporquero está situado en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, dentro de la cuenca del río Torío. La disposición de las formaciones geológicas, en alineaciones con dirección E-O, hace que el relieve tenga un marcado control litológico y estructural. Los principales cauces fluviales cortan transversalmente esas alineaciones, produciendo en ocasiones fuertes encajamientos de la red hidrográfica, como es el caso de las Hoces de Vegacervera. Los rasgos geomorfológicos generales de la zona han sido estudiados con anterioridad por Marquínez *et al.* (1991), encontrándose reseñados en la memoria de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, nº 103 (Pola de Gordón). En el Mapa Geológico de la Provincia de León (escala 1:200.000) se hace mención, también, a las características geomorfológicas de la región (Rodríguez Fernández y Heredia, 1994).

El arroyo de Valporquero, afluente del río Torío, ha jugado un papel primordial en la evolución geomorfológica del macizo kárstico. Pueden diferenciarse dos sectores dentro de la cuenca de dicho arroyo: la cabecera, ocupada por una alternancia de rocas terrígenas y carbonatadas, y la parte baja, formada exclusivamente por rocas carbonatadas que constituyen el macizo kárstico.

La cuenca del arroyo de Valporquero tiene una orientación aproximada O-E, y una extensión superficial de 9,9 km<sup>2</sup>. Hasta su desembocadura en el río Torío, a 1.080 m s.n.m., dicho arroyo tiene una longitud de 6,7 km. Parte del cauce (1,5 km) transcurre de forma subterránea, constituyendo el sistema kárstico de Valporquero. Por lo tanto, podemos considerar la parte superior de la cuenca del arroyo de Valporquero, como un valle ciego que drena subterráneamente hacia el río Torío.

Los puntos más altos de la cuenca corresponden a su cabecera (Pico Salguerón, 1.803 m y Cofil del Fierro, 1.726 m). Los materiales que forman la parte alta del valle del arroyo de Valporquero están constituidos principalmente por una alternancia de areniscas y pizarras con algún tramo carbonatado. Existe, sin embargo, una fuerte disimetría entre la ladera orientada al sur, con formas suaves y alomadas, y la orientada al norte con relieves en cuesta y escarpes rocosos.

El macizo kárstico de Valporquero se sitúa en el extremo este de la cuenca del arroyo del mismo nombre, y tiene una extensión de 4,4 km<sup>2</sup>. Las partes altas están ocupadas por zonas amesetadas con extensos lapiazes, culminadas por los altos de Moneca, 1.568 m, Peñaviva, 1.598 m y Pico Cimero, 1.599 m, definidas por algunos autores como plataformas de erosión (Frochoso y Castañón, 1998).

El análisis geomorfológico de la zona permite reconocer evidencias de la actuación de un variado conjunto de procesos que han dado lugar a diversas formas erosivas y depósitos superficiales.

### 7.2.1. Geomorfología glaciar y periglaciar

Los trabajos de Frochoso (1980) y Castañón (1989), ponen de manifiesto la existencia generalizada en las montañas cantábricas de huellas y morfologías asociadas a procesos

glaciares y periglaciares. El glaciario en la región cantábrica ha tenido, sin embargo, un carácter reciente, probablemente würmiense, alcanzando una extensión relativamente modesta sujeto a fuertes condicionantes climáticos y morfoestructurales (Castañón y Frochoso, 1990b). Aunque algunos autores hayan propuesto la existencia de fases glaciares anteriores al Würm, los trabajos de Castañón y Frochoso (1990a) ponen de manifiesto que no existen evidencias claras que permitan justificar este hecho.

En el área del Macizo de Valporquero existen huellas glaciares en las proximidades de la localidad de Valdeteja, situada 10 km al este de las Hoces de Vegacervera. Se trata fundamentalmente de circos abiertos y de fondo escasamente sobreexcavado, situados en sectores culminantes y en las vertientes septentrional y nororiental de la sierra de Valdeteja, donde los depósitos morrénicos llegan a alcanzar los 1.300-1.400 m de altitud (Castañón y Frochoso, 1990b; Frochoso y Castañón, 1998). Más al oeste se encuentra la cuenca del arroyo de Valporquero, donde a pesar de su morfología de valle de fondo plano, su orientación E-O y su altitud por encima de los 1.300 m, no se han podido reconocer depósitos que justifiquen su origen glaciar.

Se han descrito numerosas formas consecuencia de procesos periglaciares en la Cordillera Cantábrica. La mayor parte de ellas son formas heredadas del máximo glaciar o derivadas de los periodos de retroceso glaciar. Las principales manifestaciones periglaciares aparecen como vertientes regularizadas, nichos de nivación, canchales y glaciares rocosos (Castañón y Frochoso, 1994). En la actualidad, los fenómenos periglaciares en la Cordillera Cantábrica se circunscriben principalmente a los Picos de Europa, en cotas por encima de los 1.800-2.000 m de altitud.

En el Macizo de Valporquero los efectos del periglaciario son también de escasa importancia. Donde mejor se reconocen estos procesos es en la cuenca alta del arroyo de Valporquero. En la vertiente del valle orientada al norte, más escarpada y formada por calizas y areniscas, aparecen de manera dispersa pequeños canchales de gelifractos tapizando las laderas. La vertiente orientada al sur tiene sus laderas regularizadas y cubiertas por depósitos de vertiente formados por materiales finos.

### 7.2.2. Geomorfología fluvial

Los cursos fluviales existentes en el Macizo de Valporquero son de escasa entidad y únicamente el río Torío posee un caudal permanente. Los arroyos de la zona funcionan de forma estacional, alimentados principalmente por las precipitaciones y la fusión nival.

Los valles fluviales son generalmente estrechos y con una llanura de inundación reducida, formada en lugares favorables y donde la pendiente es escasa. Los depósitos de terrazas se ciñen al cauce del río Torío, donde se reconocen dos niveles escalonados (T1 y T2). Estas terrazas se encuentran situadas a la entrada y salida de las Hoces de Vegacervera, próximos a Felmín y a Vegacervera, lugares donde el valle es más amplio y permite su formación.

Asociados a los cursos fluviales estacionales de la zona, existen numerosos abanicos aluviales. En la cuenca alta del arroyo de Valporquero la actividad torrencial también ha sido, en buena medida, responsable de la evolución de las laderas.

### 7.2.3. Depósitos de ladera

El relieve de la zona se caracteriza por importantes desniveles, lo que ha favorecido la existencia de abundantes depósitos gravitacionales que tapizan buena parte de las laderas. La mayoría de estos depósitos de ladera se sitúan en la parte alta de la cuenca del arroyo de Valporquero. Estos varían tanto en tipología como en magnitud, según se encuentren en la ladera orientada al norte o al sur. La ladera orientada al sur se presenta regulada, con pendientes suaves y uniformes, donde depósitos constituidos por materiales finos ocupan los sectores más bajos de los cauces de los arroyos. Por el contrario, en la ladera opuesta existen relieves formados principalmente por cuevas monoclinales, donde los depósitos gravitacionales son muy abundantes.

#### *Depósitos de vertiente constituidos por materiales finos*

Aparecen exclusivamente en la ladera orientada al sur de la cuenca alta del arroyo de Valporquero, y están compuestos fundamentalmente por materiales arcillosos procedentes del sustrato pizarroso. Las pendientes suaves y la abundancia de agua, han provocado que estos materiales fluyan encauzados principalmente a favor de los arroyos. Dichos depósitos al alcanzar el fondo del valle dan lugar a formas en abanico. Los movimientos en masa han modificado parcialmente el trazado del arroyo de Valporquero, produciendo su migración hacia el sur.

En la parte baja de los materiales que han fluido existen, en ciertos casos, manantiales que son utilizados como abrevaderos para el ganado. Los procesos que generaron este tipo de depósitos pueden asociarse a tránsitos entre clima frío-cálido, coincidiendo con etapas en las que el incremento de las precipitaciones propició un aumento del agua retenida en el terreno.

#### *Canchales*

Los canchales son el tipo de depósito más abundante en la ladera orientada al norte en la cuenca del arroyo de Valporquero. Se presentan bastante dispersos y asociados a diferentes litologías (principalmente areniscas y calizas), aunque siempre con dimensiones modestas. Estos depósitos se componen fundamentalmente de fragmentos angulosos heterométricos.

Próximo al macizo kárstico, en la ladera del Monte del Horzal, existen pequeños canchales de cantos angulosos homogéneos. Estos se encuentran aislados por la vegetación y su génesis debe asociarse a la actuación de procesos periglaciares más intensos que los actuales.

En puntos donde los desniveles son mayores, como es el caso de la ladera sur del macizo de Fresneda, junto con los canchales se encuentran grandes bloques de roca, procedentes de desprendimientos asociados a procesos de karstificación y de erosión de la ladera.

## 8. HIDROGEOLOGÍA KÁRSTICA

### 8.1. Sistema Central

El funcionamiento de los acuíferos kársticos situados en ambos bordes del Sistema Central es bastante similar, tratándose de acuíferos con permeabilidad secundaria por fisuración y karstificación. Estos pueden considerarse como acuíferos libres en zonas donde afloran las rocas cretácicas y confinados en ciertos lugares donde los materiales cretácicos se presentan cubiertos por rocas impermeables (López Camacho e Iglesias, 1996). La hidrogeología de los materiales mesozoicos del borde sur del Sistema Central en las proximidades de Torrelaguna, ha sido ampliamente estudiada por Corchón (1976), quien reconoce varios acuíferos desarrollados en diferentes niveles cretácicos. Los más importantes de ellos son los asociados a las formaciones de composición más dolomítica, cuya característica principal es su fuerte grado de karstificación y, por lo tanto, su elevada permeabilidad.

Los acuíferos cretácicos de la zona se encuentran frecuentemente compartimentados, por lo que están desconectados hidráulicamente entre sí. En la vertiente septentrional de la sierra, el volumen total estimado de materiales acuíferos ronda los 482.500 hm<sup>3</sup> (Sanz Blanco, 1984), y 24.000 hm<sup>3</sup> para los situados en el borde sur (Corchón, 1976). Se recargan directamente gracias a las precipitaciones de la zona y sobre todo a través de la escorrentía superficial procedente de ríos y arroyos que atraviesan los macizos kársticos, después de circular por los materiales paleozoicos del Sistema Central. Se ha podido estimar, para la zona del río Pirón (Segovia), que la recarga natural del acuífero asociado por infiltración de agua de lluvia es de 5 hm<sup>3</sup>/año, mientras que la recarga a partir de los cauces de los ríos en la zona alcanza los 22 hm<sup>3</sup>/año (Porrás, 1979). Este fenómeno se ha comprobado igualmente en el caso de los ríos Cega y San Juan, junto a Pedraza y Prádena, respectivamente (López Vilches y Gómez de las Heras, 1979).

La descarga de los acuíferos kársticos se realiza a través de manantiales o surgencias que drenan directamente a ríos y arroyos en cotas inferiores. Cabe destacar, entre las surgencias kársticas más importantes de la zona, la Cueva de Santiago en Tamajón, el manantial de Fuentidueña, la Cueva de la Vaquera en Torreiglesias, la Fuente de la Fragua en Prádena y la Fuente de San Juan en Fuenterrebollo. Otro parte importante de la recarga la constituyen los pozos puestos en funcionamiento para el abastecimiento de Madrid y Segovia, construidos por el Canal de Isabel II y el Servicio Geológico de Obras Públicas, respectivamente. Dichos pozos han producido, en ciertas épocas, un descenso acusado de los niveles piezométricos de los acuíferos kársticos explotados. Así, por ejemplo, en las proximidades del Pontón de la Oliva (Madrid) ha habido un descenso importante del nivel freático, secando surgencias y originando pérdidas de agua del río Jarama a su paso junto a la banda de materiales cretácicos; además, ha generado colapsos en los aluviales y yesos próximos con la formación de pequeñas dolinas y simas de hundimiento (Barea *et al.*, 1997b).

Los valores de caudales obtenidos mediante el bombeo de los pozos en los acuíferos kársticos del borde sur del Sistema Central oscilan entre 200-250 l/s (Ayala, 1988) y 50-75 l/s para los de la vertiente segoviana (Sanz Blanco, 1984). La transmisividad media, en ambos casos es de 800-1000 m<sup>2</sup>/día; la permeabilidad de 10 a 50 m/día y la porosidad eficaz entre 2 y 5% (Corchón, 1976). La composición química de las aguas es de carácter bicarbonatado cálcico-magnésico, con una dureza que oscila entre 100 y 200 mg/l de CO<sub>3</sub> Ca y un pH entre 6,9 y 7,9 (Corchón, 1976).

## 8.2. Macizo de Valporquero

El macizo kárstico de Valporquero forma parte de la unidad hidrogeológica denominada Valporquero-Fresneda, asociada a uno de los afloramientos carbonatados situados al sur de la Cordillera Cantábrica. El acuífero tiene una extensión de 15 km<sup>2</sup> y una geometría alargada en dirección E-O, extendiéndose entre los pueblos de Valporquero (1.370 m) y Correcilla (1.320 m). Esta unidad hidrogeológica está asociada a una estructura sinclinal conocida como Sinclinal de Valporquero, en cuyo núcleo afloran las formaciones Alba, Barcaliente y Valdeteja del Carbonífero inferior. En la base de la serie se disponen materiales impermeables constituidos por pizarras y areniscas.

El acuífero kárstico es atravesado en dirección N-S por el río Torío, que corta perpendicularmente la estructura general de la zona. Este constituye su principal eje de drenaje y el nivel de base del karst, dividiendo el acuífero en dos partes, al oeste el macizo de Valporquero y al este, el macizo de Fresneda.

A pesar del volumen de precipitaciones (alrededor de 1.400 mm/año), apenas existen cauces superficiales perennes en el Macizo de Valporquero. El tipo de roca y la intensa fracturación provocan que la mayor parte de la circulación hídrica sea subterránea. Las características estructurales y estratigráficas hacen, además, que el flujo subterráneo se dirija hacia el río Torío, cerca de cuyo cauce se sitúan las principales surgencias del karst (Cueva de la Reja y Pozo del Infierno).

El macizo kárstico de Valporquero tiene una extensión de 4,5 km<sup>2</sup> y es drenado a través de La Covona. Esta surgencia, además de recoger la infiltración procedente de las precipitaciones en los sectores culminantes del karst, se alimenta de las aguas del arroyo de Valporquero que nace en el Collado de Formigoso, a 1.661 m de altitud, y se infiltra al alcanzar el macizo kárstico en la Cueva de Valporquero. Dicho arroyo recoge las aguas de una cuenca de 5,5 km<sup>2</sup>, formada fundamentalmente por materiales impermeables. Sin embargo, no todo el agua que penetra en el sistema kárstico de Valporquero surge por La Covona. Parte del caudal resurge directamente en el río Torío. Se ha estimado que el caudal de La Covona varía entre 30 l/s en verano y 100 l/s en época de deshielo (Durán y Heredia, 1997). El resto del agua del macizo es evacuado por la Cueva de la Reja, que solo funciona en períodos de fuertes tormentas y épocas de fusión de la nieve. Las aguas subterráneas del macizo de Valporquero se caracterizan por una facies hidrogeoquímica bicarbonatada cálcica, con una dureza que oscila entre 120 y 200 mg/l de CaCO<sub>3</sub>, un pH entre 7,8 y 8,3 y una temperatura media de 8° C (Durán y Heredia, 1997; López Martínez *et al.*, 1998, 2000; Durán *et al.*, 1999). Las características hidroquímicas de las aguas subterráneas del Macizo de Valporquero se describen en detalle más adelante en el apartado 9.2.3.2.

Las características hidrogeológicas del Macizo de Fresneda son similares a las del vecino Macizo de Valporquero. El agua del acuífero kárstico, con una cuenca de alimentación que puede estimarse en 5,6 km<sup>2</sup>, procede de las precipitaciones de carácter pluvionival que recibe la zona. La principal surgencia del macizo es el Pozo del Infierno, situada a 2 m por encima del cauce del río Torío en las Hoces de Vegacervera. El caudal medio estimado de la surgencia es superior a 90 l/s, siendo posible un mayor caudal de drenaje después de grandes lluvias y en épocas de deshielo. Parte de estas aguas se desvían para el abastecimiento urbano de la población de Vegacervera. Las líneas de flujo y la dirección general de la circulación subterránea en el Macizo de Fresneda, se orientan de este a oeste. Utilizando como trazador como fluoresceína, se ha podido establecer que el agua tarda unos 15 días en recorrer una distancia de 4 km en línea recta y 500 m de desnivel desde la zona central del macizo hasta resurgir en el Pozo del Infierno (Durán y Heredia, 1997). Las aguas subterráneas del Macizo de



Fresneda son de carácter bicarbonatado cálcico, con una dureza que oscila entre 130 y 180 mg/l de  $\text{CaCO}_3$ , un pH de entre 7,9 y 8,4 y una temperatura de 8° C (Durán y Heredia, 1997).

## **PARTE III**

### **RESULTADOS DEL ESTUDIO DE LOS MACIZOS KÁRSTICOS**

## 9. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA EXOKÁRSTICA Y ENDOKÁRSTICA

Las cuencas del Duero y del Tajo poseen materiales mesozoicos y cenozoicos, algunos de los cuales han sufrido diferentes grados de karstificación. Además de las calizas y dolomías cretácicas que afloran en ambos bordes del Sistema Central existen otras litologías con fenómenos kársticos de importancia. Un ejemplo de ello son los yesos miocenos existentes entre los ríos Henares y Tajo, donde se abre la Cueva de Estremera o Sima de las Yeseras, con un desarrollo próximo a los 4.000 m (Almendros y Antón, 1983).

En los bordes de ambas mesetas, existen rocas paleozoicas en las que en ciertos lugares se han desarrollado sistemas kársticos de interés. Buenos ejemplos de ello son el sistema de Valporquero, en el extremo norte de la meseta castellano-leonesa, y la Cueva de Castañor de Ibor (Del Val y Hernández, 1989) y la Cueva del AVE (González-Gallego, 1995), en el extremo sur de la meseta castellano-manchega.

A continuación se realizará la descripción de la geomorfología exo y endokárstica de los macizos carbonatados cretácicos situados en ambas vertientes de las sierras de Guadarrama, Somosierra y Ayllón, así como del macizo kárstico de Valporquero. Se describen también los depósitos asociados al karst, fundamentalmente rellenos de tipo detrítico y químico, así como las características hidroquímicas de las aguas subterráneas de algunos de estos macizos.

### 9.1. Macizos kársticos de los bordes norte y sur del Sistema Central

Los macizos kársticos existentes en las vertientes meridional y septentrional del Sistema Central (Fig. 4) están constituidos, fundamentalmente, por rocas carbonatadas del Cretácico Superior. Dichos macizos se distribuyen, en dirección NE-SO, en forma de franja alargada y discontinua a lo largo de 120 km en el borde sur y 112 km en el borde norte. Pese a su aparente morfología exokárstica poco desarrollada, presentan cavidades y depósitos endokársticos de interés para el estudio del Cuaternario en la zona del centro peninsular. Las características fundamentales de estos macizos kársticos son:

- las rocas que constituyen los macizos kársticos son de composición predominantemente dolomítica;
- los macizos kársticos presentan, en general, una disposición estructural subhorizontal, a veces con amplios pliegues, o formando cuestas monoclinales con buzamientos que solo en pocas ocasiones superan los 30° (por ejemplo en Valdepeñas de la Sierra o Muriel);
- los afloramientos de los materiales karstificables en la zona son de extensión relativamente reducida;
- los macizos kársticos se encuentran, en buena parte, cubiertos por materiales detríticos (suelos y terrazas fluviales);
- las condiciones climáticas actuales de la región presentan precipitaciones que no superan, en general los 700 mm/año;
- el exokarst de la región tiene un desarrollo y una variedad de formas relativamente escasos, predominando los lapiaces semicubiertos con formas de disolución de escalas centimétricas a decimétricas;

- las cavidades exploradas y topografiadas en los macizos estudiados en las dos vertientes del Sistema Central, superan los 28 km de desarrollo horizontal;
- las cuevas conocidas en la región se encuentran, en buena parte, rellenas por sedimentos detríticos y de precipitación química.

Debido a las características citadas, no todos los macizos kársticos existentes en los bordes del Sistema Central poseen el mismo interés. Ello ha motivado una selección de los puntos a estudiar, centrando los trabajos especialmente en macizos donde existen cavidades de al menos 100 m de desarrollo y donde la incisión fluvial ha tenido un papel significativo en la evolución del karst.

### 9.1.1. Antecedentes espeleológicos

Gran parte de las cuevas de la región son conocidas desde la antigüedad y han sido utilizadas como santuarios, refugios o con fines funerarios por antiguos pobladores de la zona. Esta accesibilidad ha motivado que algunas de estas cavidades hayan sufrido múltiples visitas e incursiones con intenciones no siempre científicas. Como resultado de ello, se han sucedido el expolio y pillaje de restos paleontológicos, arqueológicos y espeleotemas (conocidos popularmente en la zona como *jaspes*), desde al menos la segunda mitad del siglo XIX.

Las primeras menciones a cavidades naturales del borde meridional del Sistema Central se deben a Miñarro (1828), Ford (1847) y Rosell (1865) (citadas en García Valero, 1997), donde se hace referencia a la Cueva del Reguerillo. A partir de los trabajos de Prado (1864) y de Puig y Larraz (1894) las cuevas de la zona se dan a conocer en ámbitos científicos. Con posterioridad, los estudios en las cavidades de la región se centran casi exclusivamente en aspectos arqueológicos. El abate Breuil descubre restos cerámicos y grabados, atribuidos al Auriñacense, en la Cueva del Reguerillo (Breuil, 1920). A partir de ese momento se suceden las descripciones y los hallazgos en el Reguerillo y otras cavidades próximas (Maura y Pérez de Barradas, 1933; Marqués de Lorian, 1942; Álvarez Osorio, 1943; Maura, 1951).

Los primeros relatos documentados sobre exploraciones en cuevas del borde norte del Sistema Central, y más concretamente en la provincia de Segovia, datan del año 1752 (Torrubia, 1754; en De Marcelo *et al.*, 1997; De Marcelo y Díez, 1998). Esa primera visita fue dirigida por el franciscano José Torrubia y se realizó a la Cueva de la Cárcel, conocida actualmente por Cueva de las Puertas de la Villa, situada en Pedraza de la Sierra. Ya en el siglo XIX, esta misma cavidad es objeto de nuevas investigaciones realizadas por Casiano de Prado. Este autor efectúa un dibujo con una sección de la cueva a tan sólo 4 m de la entrada, donde encuentra restos óseos atribuidos a la época del *diluvium*, extrayendo una mandíbula de hiena (Prado, 1864). Otras cavidades próximas en Prádena y Riaza fueron visitadas y descritas por Madoz en 1845 (Madoz, 1847, en De Marcelo *et al.*, 1997). Las exploraciones llevadas a cabo, a partir de la segunda mitad del siglo XIX en cavidades de la provincia de Segovia, están más enfocadas a la obtención de restos arqueológicos, paleontológicos y muestras de rocas. La Cueva de la Griega en Pedraza de la Sierra fue objeto de estas prácticas, siendo visitada por Casiano de Prado (Prado, 1864), y también por Areitio y Quiroga (1874), y por Llorente (1900, en De Marcelo *et al.*, 1997). Por su parte, la Cueva del Jaspe, en Prádena también es citada y descrita por Quiroga (1876) y Cortázar (1891). Este último autor propone una interpretación de la génesis de las cuevas visitadas, relacionándolas con algunas estructuras tectónicas de las rocas.

Los trabajos de carácter puramente espeleológico más antiguos conocidos en el borde sur del Sistema Central comienzan en 1955. El Club Alpino Español de Madrid (CAE) explora la Cueva del Reguerillo, desobstruyendo la gatera final y descubriendo nuevas galerías. Al año

siguiente, espeleólogos del grupo CAE de Madrid descubren el paso del Tablón, superan el Tubo y exploran las galerías de los pisos 2º y 3º. Estos acontecimientos y el potencial de la Cueva del Reguerillo animan la actividad espeleológica en la zona, propiciando nuevos descubrimientos y la exploración sistemática de otros macizos próximos. En el sector de Torrelaguna han trabajado los grupos GE Querneto en 1967, EPE-OJE entre 1969 y 1974, GES Labrix en 1973, GEM-TIJE entre 1973 y 1975; en el sector de San Agustín-El Molar, GES HHT en 1972; en el sector Retiendas-Tamajón-Muriel-Alcorlo, GE Almusement en 1970, GET en 1971, GE Estrella Polar en 1973, SECJA entre 1984 y 1988, GAEM en 1991, GE Abismo entre 1991 y 1995, SECJA y GE Abismo entre 1996 y 1999.

### 9.1.2. Geomorfología exokárstica

Entre las características principales de los macizos kársticos de la región, están el escaso desarrollo y variedad de exoformas, siendo éstas casi inexistentes en los macizos más occidentales de ambos bordes del Sistema Central. Este hecho ha sido explicado por algunos autores como producto de una formación bajo cobertera detrítica poco potente (Torres, 1974; Torres *et al.*, 1994b, 1994c; Barettino, 1995a).

Las exoformas mejor representadas y con mayor desarrollo son las incisiones fluviokársticas (cañones o barrancos). Buenos ejemplos de ello son el Cañón del Duratón, el Cañón del Jarama, la Hoz del Bornova, el Cañón del Casilla, el Cañón del Riaza y los barrancos de Torrelaguna y Patones. La mayor parte están formados a favor de directrices estructurales con una dirección aproximada N-S (Pedraza, 1994a).

Los lapiazes son otras de las exoformas más abundantes, aunque estén relativamente poco desarrollados. En los sectores donde el karst no está cubierto y el buzamiento no supera los 10º, es frecuente encontrar formas que han sido definidas y observadas por diversos autores en otras regiones, como pequeños huecos a modo de lapiaz perforado (Géze, 1974; Maire, 1980), lapiaz espumoso (López Limia, 1987) y perforaciones cilindroideas (Montoriol Pous, 1954; Ullastre Martorell, 1970; Garay Martín y López Limia, 1986). Estas formas son citadas en el área de Tamajón y en el Cerro de la Oliva por Barea *et al.* (1997a, 1997b). En puntos donde el buzamiento es entre 10º y 33º se encuentran perforaciones cilindroideas y acanaladuras más desarrolladas en forma de regueros, por ejemplo en Valdepeñas de la Sierra y Muriel.

Los relieves ruiformes también han sido descritos en la región. Se encuentran asociados fundamentalmente a bordes de escarpes en zonas donde el buzamiento es prácticamente horizontal. Son relativamente abundantes en el área de Tamajón (Barea *et al.*, 1997a, 1998b), aunque también se han reconocido en el borde norte del Sistema Central en el cañón del río Riaza (Bodoque y Chicharro, 1999).

Las dolinas y otras depresiones cerradas no son muy habituales en los macizos kársticos de la región. Este tipo de exoformas solo están presentes en la zona del alto Lozoya (Pedraza *et al.*, 1991; Fernández *et al.*, 1991; Pedraza, 1994a) y en el macizo kárstico de Tamajón. En este último, se han descrito depresiones de origen kárstico con varias decenas de metros de diámetro, además de torcas y bogaces (Barea *et al.*, 1997a).

### 9.1.3. Geomorfología endokárstica

La existencia de cuevas en los macizos kársticos de la región es generalizada. Son, en su mayoría, cavidades de dimensiones moderadas que formaron parte de una antigua red de

conductos kársticos de funcionamiento freático. Esta red en la actualidad se encuentra parcialmente desmantelada por la erosión y la incisión fluvial pliocuaternaria.

Como fruto de las exploraciones espeleológicas realizadas en la región, se han explorado y topografiado más de 28 km de conductos subterráneos. Únicamente cuatro de estas cuevas superan los 1.000 m de desarrollo. Son: la Cueva del Reguerillo, con 8.910 m (Puch, 1986, 1987), en Patones; la Cueva de los Enebralejos, con 3.670 m; la Cueva Pepón, con 1.563 m y la Cueva del Jaspe, con 1.253 m (Gutiérrez Nevado y Bielsa Ortiz, 1994), éstas tres últimas en el macizo de Prádena. Todas ellas son cavidades con marcado carácter horizontal. Las cavidades se distribuyen en la región de forma desigual, siendo más abundantes en ciertos macizos kársticos (Fig. 13).

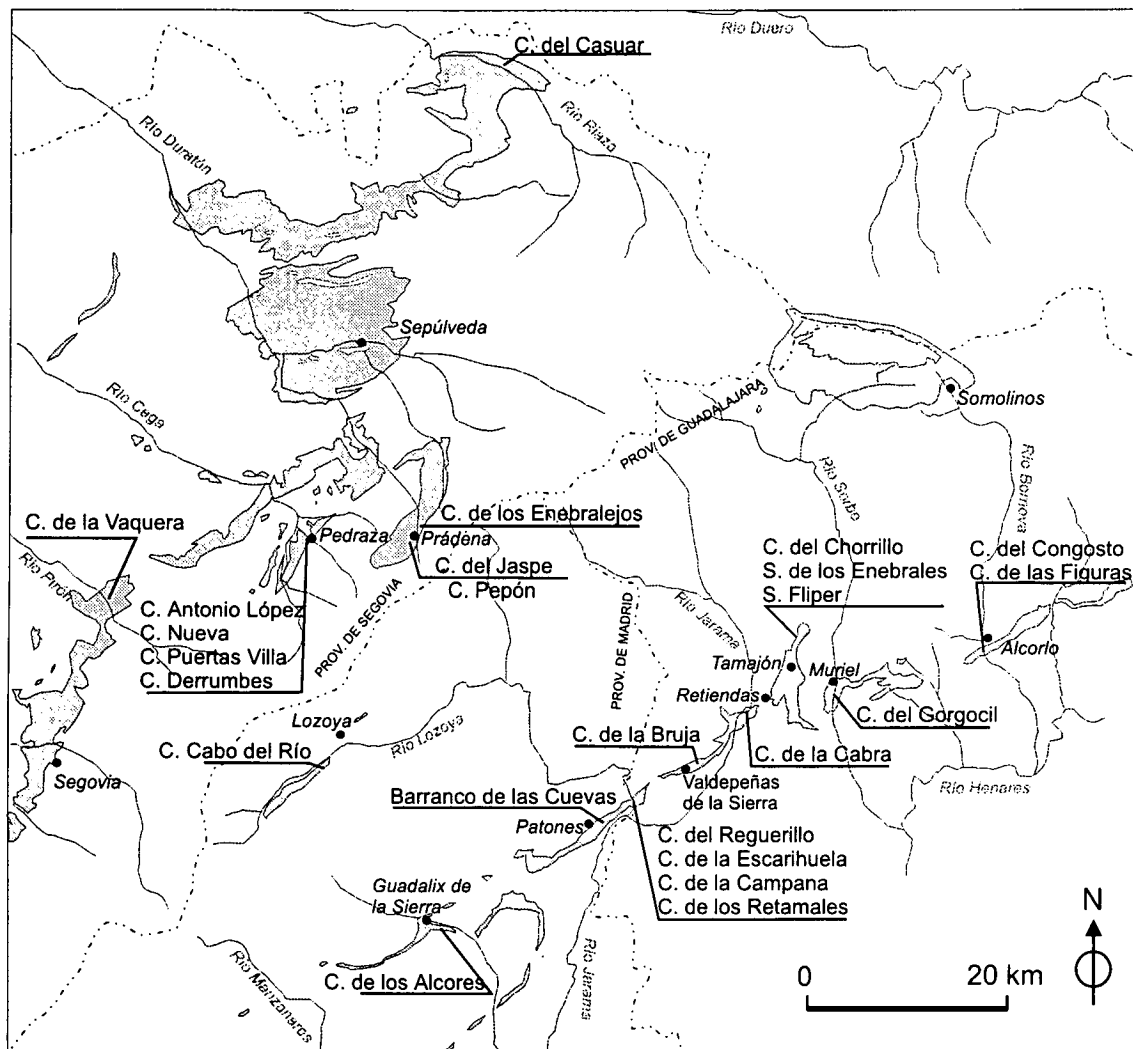


Fig. 13. Situación de las principales cavidades en los macizos kársticos de los bordes meridional y septentrional del Sistema Central. C: cueva, S: sima.

En los alrededores de Guadalix de la Sierra se conocen 6 cuevas que suman un total de 300 m de galerías, entre ellas destaca la Cueva de los Alcores con 182 m de desarrollo. En todos los casos se trata de cavidades horizontales con conductos de dimensiones modestas.

En el macizo de Patones-Cerro de la Oliva se encuentra la Cueva del Reguerillo, la mayor de las cavidades estudiadas en el presente trabajo, con 8.910 m de desarrollo y un

desnivel de 80 m (ver apartado 9.2.1.1.3.). El endokarst del macizo suma más de 10 km de conductos explorados.

En el sector de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra existen 16 cavidades, cuyos desniveles oscilan entre 0 y 40 m. Entre ellas destaca la Cueva de la Bruja, con 400 m de desarrollo horizontal (ver apartado 9.2.1.2.4.).

En el karst de Tamajón, con una extensión de tan sólo 15 km<sup>2</sup>, se han explorado más de 60 cuevas y simas, totalizando aproximadamente 2,6 km de galerías exploradas. La Sima Fliper, con 54 m de desnivel, es la segunda cavidad más profunda de las existentes en ambos bordes del Sistema Central (ver apartado 9.2.1.3.4.). Cabe destacar también en el macizo de Tamajón la existencia de múltiples cavidades de marcado desarrollo vertical.

En el macizo de Muriel se conocen 9 cavidades. Una de ellas es la Cueva del Gorgocil que, con 590 m de desarrollo horizontal, es la segunda cavidad más larga de la vertiente meridional del Sistema Central (ver apartado 9.2.1.4.).

En el macizo de Alcorlo se han explorado 6 cavidades, que totalizan un desarrollo topografiado de más de 650 m. Se trata de cuevas de escasa entidad y carácter marcadamente horizontal.

Pese a su extensión, de más de 120 km<sup>2</sup>, en el macizo de Somolinos solo se han explorado 7 cavidades de escaso desarrollo, no superando ninguna los 30 m (ver apartado 9.2.1.5.).

El karst de Prádena posee un total de 10 cavidades; tres de ellas presentan desarrollos superiores a los 1.200 m (Cueva de los Enebralejos, Cueva Pepón y Cueva del Jaspe). Sin embargo, se trata de cavidades cuyos desniveles no superan en ningún caso los 16 m (ver apartado 9.2.2.1.3.).

En el área de Pedraza se conocen 10 cavidades, totalizando aproximadamente 2 km de conductos subterráneos explorados (ver apartado 9.2.2.2.3.).

En el macizo de Torreiglesias existen 10 cavidades inventariadas, que suman un total de 1.475 m de desarrollo horizontal. Entre ellas destaca la Cueva de la Vaquera en cuyo interior se encuentran un río subterráneo e interesantes restos arqueológicos (ver apartado 9.2.2.3.).

En el entorno del cañón del río Duratón se conocen 21 cavidades que suman más de 750 m de conductos subterráneos. Sus desarrollos oscilan entre 10 y 100 m y, al igual que en los casos anteriores, se trata de cuevas de marcado carácter horizontal (ver apartado 9.2.2.4.).

Resumiendo lo expuesto anteriormente, se conocen en las vertientes septentrional y meridional de las sierras de Guadarrama, Somosierra y Ayllón, un total de 178 cuevas. A éstas habría que añadir algunas que se encuentran distribuidas de forma aislada en otros macizos, como es el caso de la Cueva de Cabo del Río en Lozoya, con 257 m de desarrollo y -17 m de desnivel (Sánchez *et al.*, 1986) y la Cueva del Casuar en Montejo de la Vega, de unos 20 m de longitud.

La mayor parte de las cavidades anteriormente citadas están parcialmente colmatadas por sedimentos detríticos, fenómeno que se repite en todos los macizos kársticos estudiados.

## 9.2. Principales macizos estudiados

Los macizos kársticos estudiados se sitúan en las vertientes septentrional y meridional de las sierras de Guadarrama, Somosierra y Ayllón, y al norte de la Cuenca del Duero junto a la Cordillera Cantábrica. En todos los casos la extensión de estos macizos es relativamente modesta, sobrepasando en pocas ocasiones los 100 km<sup>2</sup>. Además, buena parte de ellos están parcialmente cubiertos por materiales detríticos, lo que ha limitado en gran medida el desarrollo de exoformas, sobre todo en el caso de los situados junto al Sistema Central. A continuación se describen las características litoestratigráficas, estructurales y geomorfológicas de algunos de estos macizos kársticos, seleccionando aquellos donde el endokarst posee cierto desarrollo, lo que ha posibilitado la conservación en su interior de depósitos detríticos y químicos de interés a la hora de realizar reconstrucciones paleoambientales. También se han tenido en cuenta aquellos macizos kársticos donde la incisión fluvial ha tenido un papel determinante en el desarrollo y evolución del karst de la región estudiada.

### 9.2.1. Macizos kársticos del borde sur del Sistema Central

Los macizos kársticos situados en el borde sur del Sistema Central forman una banda estrecha y discontinua de unos 120 km de longitud, orientada en dirección NE-SO (Fig.4). Estos macizos se extienden, con cierta discontinuidad, desde el Embalse de Pálmaces de Jadraque (Guadalajara) en el este, donde enlazan con materiales y estructuras de la Cordillera Ibérica, hasta las cercanías de Valdemorillo (Madrid) en el oeste. La anchura de estos macizos oscila entre 100 m en las cercanías de El Molar y 2.500 m en Tamajón. Se trata de afloramientos heterogéneos, con notables variaciones en potencia y características litológicas, existiendo importantes cambios laterales de facies. Las series cretácicas que conforman los macizos kársticos están constituidas por materiales carbonatados, principalmente dolomías, predominando hacia la base las facies arenosas y margosas. La datación precisa del conjunto es difícil debido a la desaparición de estructuras sedimentarias y fósiles a causa de los procesos de dolomitización. Se admite una edad para el conjunto comprendida entre el Cenomaniense y el Campaniense (Alonso y Mas, 1982; Gil, 1993).

#### 9.2.1.1. Macizo de Patones-Cerro de la Oliva

El Cerro de la Oliva está situado en el extremo nororiental de la provincia de Madrid, cerca del límite con la provincia de Guadalajara (Fig. 14). Se localiza dentro del término municipal de Patones y se encuentra representado en la hoja 485 (Valdepeñas de la Sierra) del mapa topográfico a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional. El cerro tiene una altitud de 904 m, con una pendiente media de 30° hacia el SE. Está delimitado al este por el río Lozoya, al oeste por el arroyo de Valdetales, al norte por materiales paleozoicos pertenecientes al Sistema Central y al S por sedimentos cuaternarios (terrazas fluviales y abanicos aluviales) del río Jarama y de sus afluentes. Desde el punto de vista kárstico, el rasgo más destacado del Cerro de la Oliva es la presencia de la Cueva del Reguerillo que, con 8.910 m de desarrollo (Puch, 1986), es la mayor cavidad conocida en ambos bordes del Sistema Central.



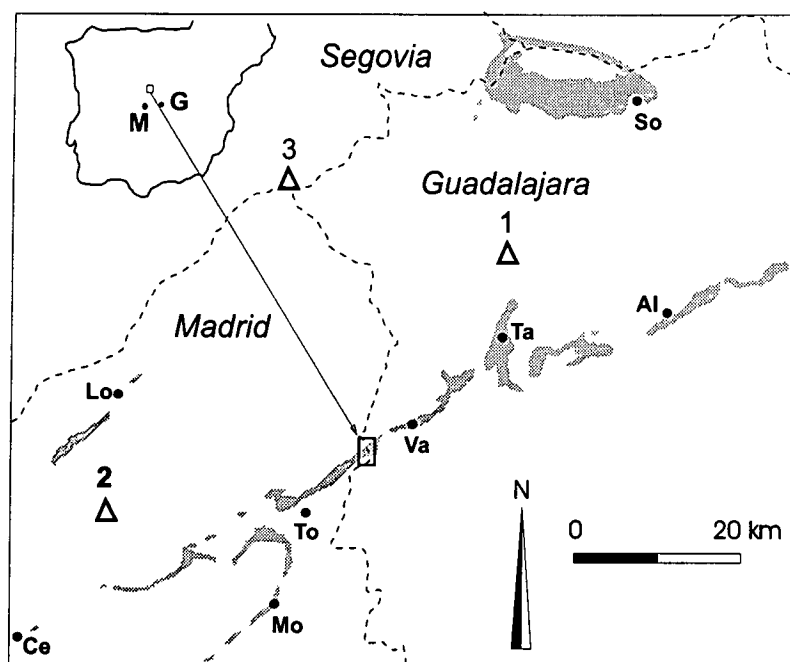


Fig. 14. Situación del karst de Patones-Cerro de la Oliva en relación a los macizos kársticos situados en el sector meridional del Sistema Central. M: Madrid, G: Guadalajara, AL: Alcorlo, CE: Cebollera, Lo: Lozoya, Mo: El Molar, So: Somolinos, Ta: Tamajón, To: Torrelaguna, Va: Valdepeñas de la Sierra. 1: Pico Ocejón (2.048 m); 2: La Najarra (2.105 m); 3: Cebollera (2.129 m).

#### 9.2.1.1.1. Litoestratigrafía y estructura geológica

El espesor de los materiales cretácicos en el Cerro de la Oliva es del orden de 200 m. La serie estratigráfica mesozoica se apoya de forma discordante sobre un nivel de 3,5 m de alteración de pizarras del Ordovícico medio (Lanvirniense-Llandeilo) (Pérez González y Portero, 1990). En el trabajo de Gil (1993) se describen las formaciones cretácicas en un afloramiento cercano al Pontón de la Oliva, asignándole edades desde el Cenomaniense al Santoniense. Los trabajos posteriores de Gil y García (1996) y García *et al.* (1996b), amplían ligeramente la edad del conjunto desde el Cenomaniense al Campaniense. La serie comienza con un tramo detrítico de unos 15 m compuesto por arenas y areniscas ocreas (arenas de facies Utrillas) que a techo dan paso a 3 m de dolomías arenosas. Sobre estas dolomías se apoya un tramo semicubierto margoso-arenoso de 6 m, al que le siguen 15 m de arenas, que terminan con niveles de dolomías y margas. A continuación aparecen 4 m de dolomías arenosas y un tramo cubierto de 5 m. Encima se disponen 33 m de dolomías tableadas correspondientes a la Formación Dolomías de Hontoria del Pinar (donde se sitúa la Cueva del Reguerillo), que terminan a techo en una superficie ferruginosa. Sobre este tramo se apoyan 5 m de calcarenitas, 3 m de margas con niveles dolomíticos, 15 m más de calcarenitas que finalizan en un banco de dolomías margosas nodulares y 7 m de margas y dolomías margosas a techo. A continuación se presenta la Formación Calizas del Burgo de Osma, claramente visible en el paisaje por su relieve, con 25 m de espesor, formada por dolomías masivas y nodulosas (donde se abre la Cueva de la Escarihuela). La serie continúa con 13 m de materiales más erosionables semicubiertos y finaliza en un nivel de dolomías grises estratificadas en gruesos bancos.

La serie estratigráfica del Cerro de la Oliva es equivalente, con mínimas diferencias en los espesores de algunas formaciones, a la descrita anteriormente. Más al sur del citado cerro podemos completar la columna con un nivel de unos 40 m de brechas dolomíticas, al que le sigue un potente paquete de arcillas con intercalaciones de yesos, de 1.300 a 1.400 m de espesor, perteneciente al Paleógeno (Pérez González y Portero, 1990). Sobre estas rocas se apoyan, discordantes, los materiales detríticos del Neógeno, constituidos principalmente por arenas y conglomerados.

La estructura del Cerro de la Oliva es de tipo cuesta monoclinal, con un buzamiento medio de 30° hacia el SE (Fig. 15).

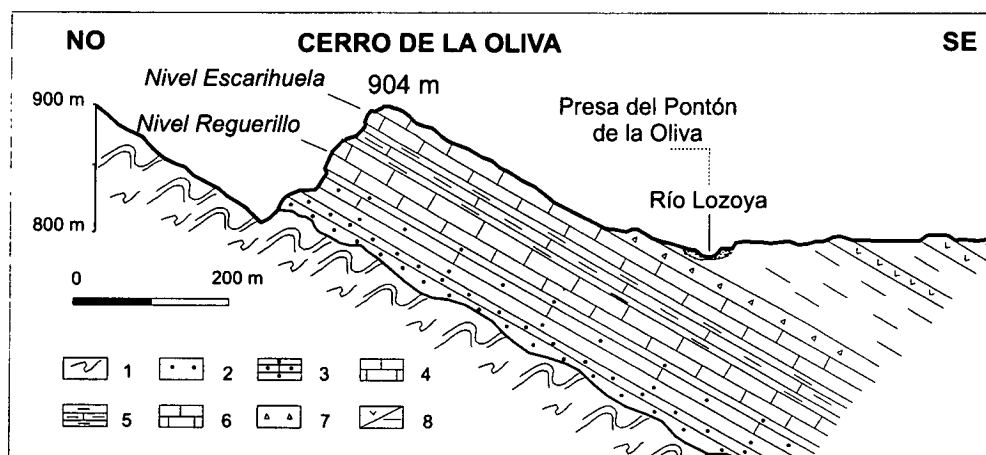


Fig. 15. Corte geológico esquemático del Cerro de la Oliva. 1: Pizarras ordovícias; 2: arenas y areniscas (*facies Utrillas*); 3: dolomías arenosas, margas y arenas; 4: dolomías tableadas; 5: calcarenitas, margas dolomíticas y dolomías nodulosas; 6: dolomías arenosas nodulosas; 7: brechas dolomíticas; 8: arcillas con intercalaciones de yesos.

#### 9.2.1.1.2. Geomorfología exokárstica

El exokarst en el Cerro de la Oliva se encuentra poco desarrollado, estando parcialmente cubierto. No existen depresiones cerradas de tipo dolina sobre los afloramientos carbonatados cretácicos y el desarrollo de lapiaz es escaso (Fig 16). Existen dos mapas geomorfológicos de la zona a escala 1:50.000 (Cabra *et al.*, 1981; Pérez González y Portero, 1990) donde se identifican distintos elementos relacionados con el karst como dolinas en yesos, cavidades y cañones. También se destacan los relieves en cuesta y los bloques caídos en la base de los escarpes calcáreos.

#### *Lapiaces*

Cuando las rocas carbonatadas se presentan descubiertas, en su superficie pueden observarse oquedades de pequeño tamaño, como perforaciones cilindroideas (Foto 1) y *kamenitzas* de hasta 40 cm de diámetro, no apareciendo regueros ni acanaladuras marcadas. Ciertos autores atribuyen esta escasez de formas exokársticas a que la génesis del karst del Cerro de la Oliva se produjo bajo una cobertera detrítica poco potente (Torres, 1974; Corchón, 1976).

#### *Superficie de erosión*

En los sectores altos del Cerro de la Oliva (904 m s.n.m.) puede observarse un área amesetada con una extensión de varios cientos de metros cuadrados. Sobre ella aparecen cantos cuarcíticos de características y tamaño similares a los existentes en los niveles de raña y las terrazas fluviales próximas. Esta superficie podría corresponder a los restos de una antigua superficie de arrasamiento pliocena denominada S1 por Lázaro Ochaíta (1977) y Cabra (1981).

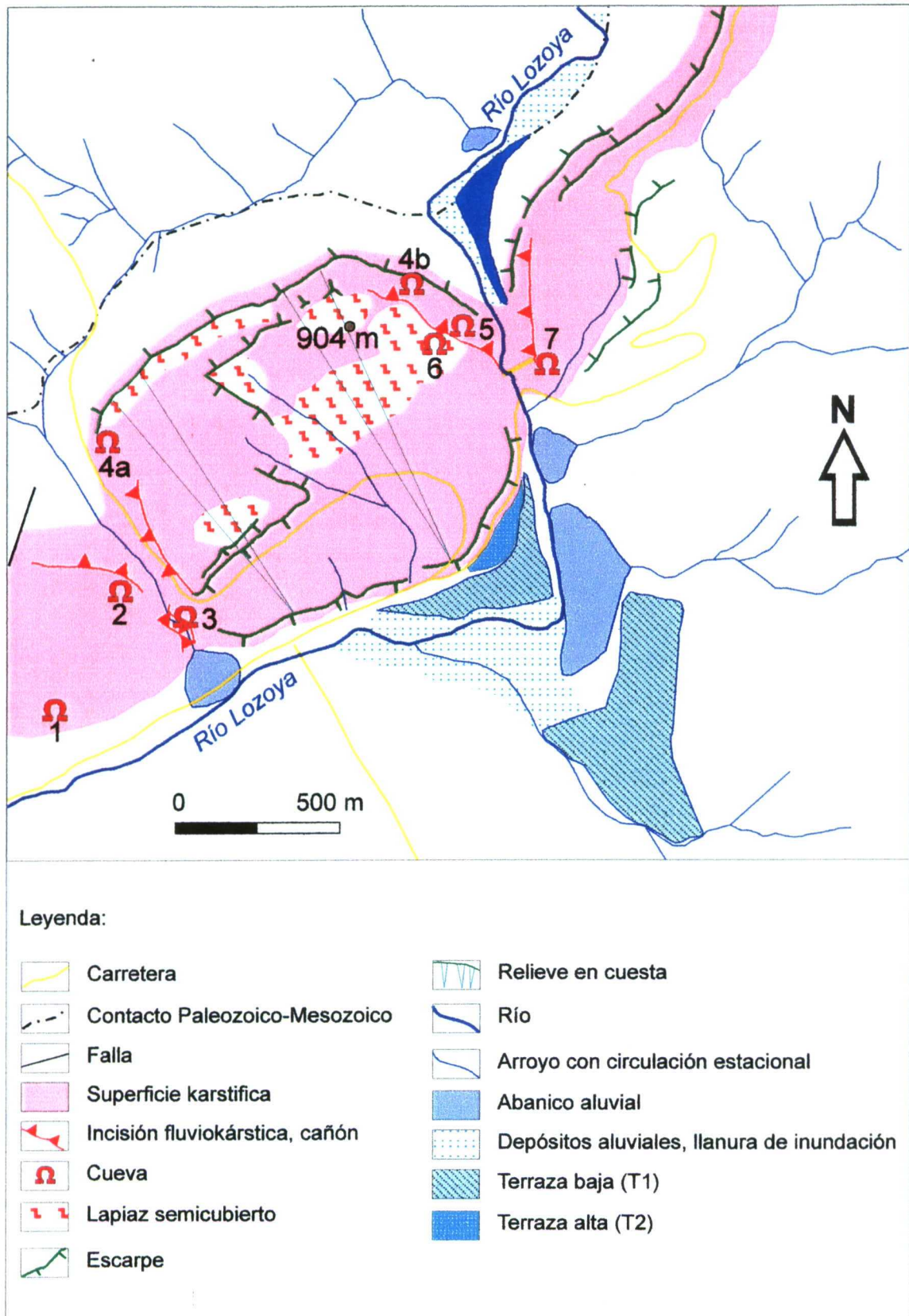


Fig. 16. Mapa geomorfológico del Cerro de la Oliva. 1: Cueva de los Retamales, 2: Cueva del Tubo, 3: Cueva del Techo, 4a: Cueva del Reguerillo (entrada superior), 4b: Cueva del Reguerillo (entrada inferior), 5: Cueva de la Escarihuela, 6: Sima de la Solana y 7: Sima SP1.

Tanto su morfología como situación, la hacen comparable con la superficie de erosión reconocida en las cercanías de Valdepeñas de la Sierra.

### ***Incisiones fluviokársticas***

Tanto el río Lozoya como el arroyo de Valdetales han producido marcadas incisiones fluviokársticas, individualizando así el Cerro de la Oliva de otros relieves de su entorno. En su encajamiento, el Lozoya ha formado un barranco de unos 80-90 m de profundidad, cortando algunas cavidades subterráneas. En las laderas escarpadas del cañón pueden observarse múltiples galerías “colgadas”, que debieron formar parte de una red de conductos kársticos más amplia.

La incisión fluvial y los procesos erosivos posteriores han provocado, en el Cerro de la Oliva, la desestabilización de las laderas, dando lugar a desprendimientos de grandes bloques de tamaño métrico, como los existentes en los cauces del río Lozoya y arroyo de Valdetales.

#### **9.2.1.1.3. Geomorfología endokárstica**

El endokarst del Cerro de la Oliva es conocido y estudiado desde mediados del siglo XIX (p. ej. Prado, 1864; Puig y Larraz, 1894). Sin embargo, el primer trabajo de carácter puramente geológico con la descripción de formas y depósitos endokársticos es realizado por Torres (1974) en la Cueva del Reguerillo. A éste le siguen otros estudios que hacen mención a la génesis del endokarst de la zona (Corchón, 1976) o realizan un inventario de todas las cavidades existentes en el sector comprendido entre Torrelaguna y Patones (Herrero, 1979). Trabajos realizados más recientemente proponen un modelo evolutivo para el Cerro de la Oliva, durante el Cuaternario, mediante el estudio de los depósitos fluviokársticos y de la incisión fluvial (Barettino, 1995a; Torres *et al.*, 1994b, 1995, 1996).

Los conductos kársticos están ampliamente desarrollados en el Cerro de la Oliva, situándose principalmente en los niveles dolomíticos correspondientes a la Formación Hontoria del Pinar y la Formación Calizas del Burgo de Osma. En la primera de ellas, además de la Cueva del Reguerillo existen otras 23 cavidades menores, y en la segunda 6 cavidades más, incluida la Cueva de la Escarihuela (Torres *et al.*, 1994b). En la Tabla 1 se recogen las más importantes. Todas las cavidades estudiadas presentan rellenos endokársticos, algunos de ellos con espesores superiores a los 5 m.

### ***Cueva del Reguerillo***

La Cueva del Reguerillo, con 8.910 m de longitud y un desnivel de 80 m, es la cavidad de mayor desarrollo existente en los bordes del Sistema Central y la más grande de las estudiadas en el presente trabajo. Presenta múltiples formas, tanto de erosión (p. ej. *pendants*, marmitas, meandros, pozos) como de reconstrucción (p. ej. estalactitas, estalagmitas, gours, banderas). La cavidad está desarrollada en tres niveles topográficos diferentes, con una entrada, natural o artificial, a cada uno de ellos. Los pisos 1º y 2º, situados entre 0 y -53 m de profundidad, poseen morfologías de tipo freático, con conductos circulares y galerías desarrolladas a favor de los planos de estratificación. Las galerías del 3º piso (Foto 2), que alcanzan hasta -80 m de profundidad (Laberinto, Galerías GEIS), aparecen como un enrejado a favor de la red local de fracturas. Las galerías presentan secciones más altas que anchas con predominio claro del carácter vadoso en su formación. En la actualidad la cueva es totalmente inactiva desde el punto de vista hidrogeológico, y el agua existente en ella procede de las pérdidas sufridas por las cercanas tuberías del Canal de Isabel II.

Nombre	Topografía Planta/perfil	Referencias	Desarrollo horizontal (en m)	Desnivel (en m)
Sima SP1	si/si	a	8	-7,5
Cueva SP2	si/no	a	25	subhorizontal
Sima de la Solana	si/si	b-c	44	-18
Cueva de la Escarihuela	si/no	b-c	186	-10
Cueva de la Campana	si/no	b-c	74	subhorizontal
Cueva del Reguerillo	si/si	b-c	8.910	-80
Cueva de los Huesos	no/no	d		
Cueva de las Pinturas	no/no	d		
Cueva de los Retamales	si/no	b-c	117	-5
Cueva de los Arqueólogos	no/no	b		
Cueva de las Cabras	si/no	b-c	35	-3
Cueva del Techo	no/no	b-c	27	-5
Cueva del Tubo	si/no	b-c	139	-20
Cueva del Aire	si/no	b-c	250	-5
Cueva de San Román	si/no	b-c	65	subhorizontal
Cueva del Peligro	si/si	b-c	34	-2
Cueva de las Arañas	si/no	b-c	25	subhorizontal
Cueva de la Mora	si/no	b-c	74	subhorizontal
BC1	no/no	a	18	-3
BC2	no/no	a	50	
BC3	no/no	a	20	subhorizontal
BC4	no/no	a	10	subhorizontal

Tabla 1. Cavidades conocidas en el macizo kárstico de Patones-Cerro de la Oliva. a: datos propios; b: Fernández (1993); c: Herrero (1979); d: Cabra *et al.* (1983).

Existen varios trabajos donde se realiza una descripción morfológica y geomorfológica de la Cueva del Reguerillo (Montoriol Pous, 1962; Puch, 1986, 1987; Torres y Puch, 1994) y estudios de la geología, geomorfología y la naturaleza en el entorno de la cavidad (Barettino, 1995a; Fierro, 1997).

La cavidad presenta huellas de ocupación por animales al menos desde el Pleistoceno medio, como lo reflejan los restos paleontológicos hallados en su interior, principalmente de *Ursus Spelaeus* (Torres, 1974, 1997). También existen evidencias de ocupación humana a partir del Paleolítico superior, con grabados auriñacenses encontrados en sus paredes (Breuil, 1920; Marqués de Lorian, 1942; Maura, 1951). Posteriormente la cueva fue utilizada en el Neolítico, habiéndose encontrado restos cerámicos en la misma (Maura y Barradas, 1933) y enterramientos de ésta época en sus alrededores (García Valero, 1997).

Se cree que la cavidad sirvió como mazmorra árabe en la Edad Media. Cuenta una leyenda que la cueva fue habitada por un dragón, al que un caballero dió muerte, depositando las costillas del feroz animal en el convento de Uceda (Puch, 1997). A finales del siglo XIX, Casiano de Prado estudió éstos restos, y descubrió que realmente se trataba de huesos de ballena. Este mismo investigador fue el primero en llevar a cabo una exploración científica de la cueva (Prado, 1864). Puig y Larraz prosigue en ésta labor unos años más tarde (Puig y Larraz, 1894).

No es hasta 1955 cuando comienzan las primeras exploraciones espeleológicas en la Cueva del Reguerillo, efectuadas por el Club Alpino Español de Madrid. Ellos son los que desobstruyeron el paso conocido con el nombre del Tubo y descubrieron lo que hoy conocemos como pisos 2º y 3º. Posteriormente se suceden las exploraciones y se levantan los primeros mapas topográficos. En 1971, el GEIS descubre, por desobstrucción, las galerías que llevan su nombre (paso del Tornillo y galerías de la Claustrofobia). Ese mismo año, el grupo STD abre una entrada artificial a la cavidad por el Pontón de La Oliva (Antón *et al.*, 1974), para facilitar las excavaciones paleontológicas en la galería de los Osos (Puch, 1997).

En años posteriores otros grupos levantan topografías más precisas, NSS en 1973 y CEI de Alcalá de Henares en 1981. Actualmente, la cueva se encuentra sumida en un lamentable estado de deterioro debido, principalmente, al comportamiento incívico del excesivo número de visitantes. Recientemente la Comunidad de Madrid ha elaborado un plan para cerrar la Cueva del Reguerillo, no estando todavía claro si ésta podrá ser visitada de manera controlada o quedará reservada la entrada únicamente a los investigadores.

### Depósitos

Las cavidades del Cerro de la Oliva presentan frecuentemente rellenos de tipo detrítico y de precipitación química. Es relativamente habitual encontrar restos paleontológicos en estos rellenos. En algunas cuevas situadas junto al Pontón de la Oliva se han podido datar faunas de macromamíferos (Cabra *et al.*, 1983) y micromamíferos (Sesé y Ruiz-Bustos, 1992), pertenecientes al final del Pleistoceno inferior y al Pleistoceno medio.

A continuación se describen los depósitos detríticos y espeleotemas más significativos de algunas de las cavidades del Cerro de la Oliva. Un cierto número de estas muestras han sido utilizadas para la caracterización mineralógica de los rellenos endokársticos y para su datación mediante métodos de geocronología absoluta.

La Cueva del Reguerillo conserva en su interior abundantes rellenos. Los primeros estudios que describen en detalle estos depósitos se centran en el denominado Hundimiento del 1º piso, producido éste a comienzos de los años 70 (Torres, 1974; Corchón, 1976; Torres *et al.*, 1994b; Baretino, 1995a). Aunque en trabajos anteriores ya se menciona la existencia dentro de la cueva de sedimentos de tipo lacustre (Montoriol Pous, 1962; Hernán López, 1965a). Cabe mencionar, de forma anecdótica, el trabajo de Kardas (1975) donde a partir del estudio de las radiografías realizadas a trece estalactitas y estalagmitas, elabora una reconstrucción climática general para el hemisferio norte durante los dos últimos milenios.

Durante el desarrollo del presente trabajo se han reconocido la mayor parte de las galerías de la Cueva del Reguerillo. Ello ha permitido encontrar interesantes rellenos que habían pasado inadvertidos a otros investigadores. De esta manera se ha descubierto un hundimiento similar al estudiado por Torres en 1974 en el 1º piso de la cueva, pero situado en el acceso a las galerías GEIS. Dicho hundimiento se abre en el suelo de una pequeña sala circular de unos 3 m de diámetro, formando un pozo de 6 m de profundidad. Este ha dejado al descubierto un depósito constituido fundamentalmente por sedimentos detríticos y sellados a techo por una colada estalagmítica (Fig 17). La base de la serie no es visible al encontrarse parcialmente cubierta. El depósito está constituido, de base a techo, por:

- >150 cm de cantos decimétricos angulosos calizos, procedentes de la roca caja, mezclados con arcillas. Depósito sin estructuración interna definida y aspecto caótico.

- 80 cm de arenas gruesas laminadas con restos de pizarras e intercalaciones arcillosas masivas y oscuras (muestra CR-3-8). Este nivel es similar al encontrado en la base de la terraza fluviokárstica de la Cueva de la Escarihuela.
- 120 cm de arcillas con aspecto caótico, sin estructura interna.
- 2 m de arcillas con laminación paralela.
- 4 cm de colada estalagmítica de color marrón (muestra CR-3-7).
- 160 cm de arcillas de color marrón, con laminación paralela (láminas de unos 3 mm de espesor). El contenido en arena aumenta hacia el techo de la serie.
- 12 cm de colada estalagmítica bandeada, de color claro (muestra CR-3-6).

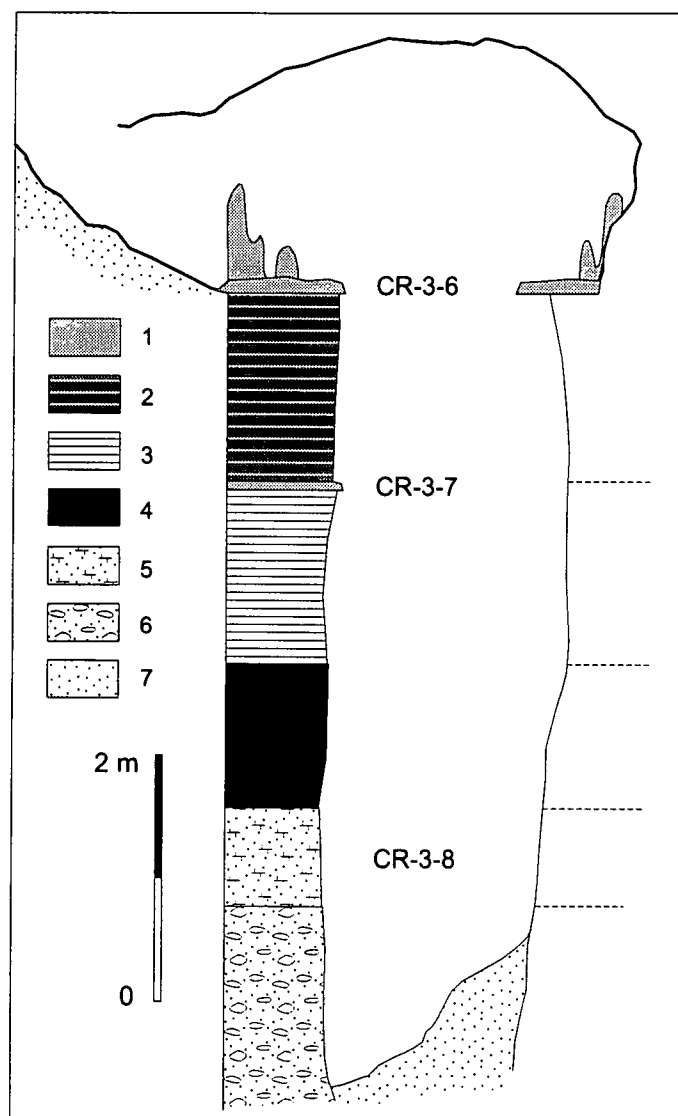


Fig. 17. Columna estratigráfica de los depósitos endokársticos estudiados en el acceso a las galerías GEIS, en la Cueva del Reguerillo. Las siglas CR-3-6, etc. corresponden a las muestras analizadas mediante RX (CR-3-8) y datadas (CR-3-7 y CR-3-6). 1: espeleotemas; 2: arcillas de color marrón con laminación paralela; 3: arcillas con laminación paralela; 4: arcillas masivas; 5: arenas gruesas con restos de pizarra; 6: cantos angulosos calizos en matriz arcillosa.

La colada CR-3-6, situada en el techo de la serie, presenta un recubrimiento parcial con formaciones de carácter epiacuático. Estas a su vez se encuentran semicubiertas por una nueva generación de espeleotemas en forma de fina colada estalagmítica.

La denominada sala de los Bloques, de la Cueva del Reguerillo, está formada por la superposición de dos galerías unidas como consecuencia de derrumbes, lo cual permite el

acceso de una a otra. El desnivel del conjunto supera los 12 m. La galería alta corresponde a una sala circular de unos 5 m de diámetro. En ella se observan restos de un relleno que debió colmar casi por completo el lugar. En la parte más baja de esta sala, el relleno está constituido por arenas micáceas blancas que presentan, en ocasiones, laminación cruzada (muestra CR-2-9). Tapizando las zonas altas y los huecos del techo aparece un depósito arcilloso oscuro muy plástico. Es posible que estas arcillas correspondan a una etapa anterior de relleno de la galería.

La galería baja de la sala de los Bloques tiene un desarrollo rectilíneo, que une la denominada Gran Vía con la galería de los Osos. En un lateral de la misma existe un depósito, cuya potencia no sobrepasa el metro de espesor, formado por arcillas oscuras con una marcada laminación paralela; las láminas poseen espesor milimétrico, y alternancia de capas claras y oscuras (muestra CR-2-5). Un depósito similar fue citado en la cueva por otros autores, pero sin especificar su ubicación, siendo definido como varvas lacustres (Montoriol Pous, 1962; Hernán López, 1965a). Arcillas con las mismas características también han sido encontradas en las proximidades del Paso del Estribo (muestra CR-2-1).

En la Cueva del Reguerillo son relativamente abundantes los depósitos de yeso, sobre todo en el segundo y tercer pisos. Este mineral aparece formando costras sobre las paredes y techos, y en ocasiones se presenta con cristales aciculares de tamaño milimétrico (muestra CR-2-2). Junto a los yesos suelen aparecer arenas dolomíticas blancas (78% de dolomita) procedentes de la disgregación de la roca.

Los resultados de los análisis mineralógicos y dataciones, efectuadas sobre las muestras anteriores, se incluyen en el apartado 12.1. y 12.3.1., respectivamente.

### ***Cueva de la Escarihuela***

El resto de las cavidades existentes en el Cerro de la Oliva presentan un desarrollo notablemente inferior al de la Cueva del Reguerillo. La Cueva de la Escarihuela, con 186 m, es la segunda cavidad en importancia de la zona (Herrero, 1979). La entrada a la misma se realiza a través de una galería de unos 2 m de anchura que desemboca en una sala de 10x4x4 m. En un lateral de la misma, a favor de una fractura, se abre una pequeña galería que da acceso, a través de una rampa a la sala de mayores dimensiones de toda la cavidad (24x13x12 m). Cerca de la entrada de la cueva abundan los rellenos de tipo detrítico y químico, formando una potente terraza de origen fluviokárstico que se conserva adherida a las paredes.

### ***Depósitos***

La Cueva de la Escarihuela presenta en su galería de entrada, una interesante serie sedimentaria, descrita anteriormente por otros autores (Herrero, 1979; Torres *et al.*, 1994b, 1995). Este depósito, parcialmente erosionado, se conserva adherido a las paredes de la cavidad e irregularmente repartido, por lo que una medida precisa de sus diferentes tramos se hace imposible. Posee un espesor máximo de 3 m y está constituido fundamentalmente por materiales detríticos. Sobre él, cubriéndolo horizontalmente, existente una colada estalagmática de unos 7 cm de espesor. De base a techo la serie está constituida por:

- arenas gruesas y finas, con estratificación cruzada (similar al depósito CR-III-08).
- cantos subredondeados, de tamaño centimétrico a decimétrico, de cuarcitas y pizarras.
- arcillas masiva de color oscuro.
- cantos subredondeados, de tamaño centimétrico, de cuarcitas y pizarras en una matriz arenosa-arcillosa.



- arenas y limos con cantos.
- colada estalagmítica masiva de color claro de unos 7 cm de espesor (muestra CE-1).

Las características sedimentológicas del depósito denotan un origen claramente alóctono, posiblemente producto de la entrada en repetidas ocasiones de las aguas del río Lozoya en la Cueva de la Escarihuela.

### Área del Barranco de las Cuevas

El Barranco de las Cuevas se encuentra situado entre el Pontón de la Oliva y la localidad de Patones en la provincia de Madrid (Fig. 18). El área se encuentra incluida en la hoja 485 (Valdepeñas de la Sierra) del mapa topográfico a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional y forma parte del término municipal de Patones. En el Barranco de las Cuevas los materiales cretácicos se apoyan discordantes sobre pizarras ordovícicas, formando una estructura tipo cuesta monoclinal, con buzamientos próximos a 30° S. La serie comienza con 47 m de la Formación Arenas de Utrillas, con una edad comprendida entre el Cenomaniense superior y el Turoniense medio. El resto de la serie, unos 150 m, es análoga a la anteriormente descrita para el Cerro de la Oliva (apartado 9.2.1.1.1.), con una edad que abarca desde el Turoniense superior hasta el Santoniense superior (García *et al.*, 1996b). La zona presenta igualmente un alto valor estratigráfico y sedimentológico, digna de ser considerada como Punto de Interés Geológico (Gil *et al.*, 1999).

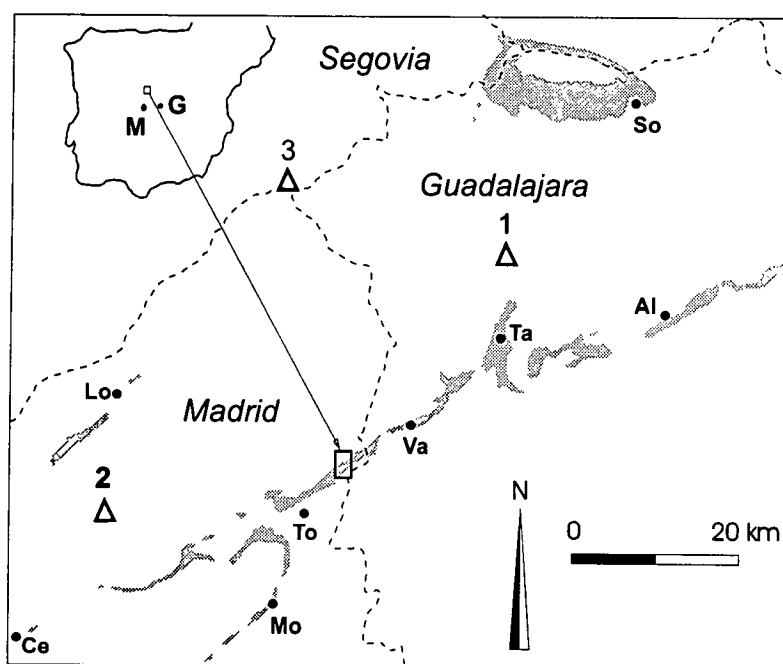


Fig. 18. Situación del Barranco de las Cuevas en relación a los macizos kársticos situados en el sector meridional del Sistema Central. M: Madrid, G: Guadalajara, Al: Alcorlo, Ce: Cerceda, Lo: Lozoya, Mo: El Molar, So: Somolinos, Ta: Tamajón, To: Torrelaguna, Va: Valdepeñas de la Sierra. 1: Pico Ocejón (2.048 m); 2: La Najarra (2.105 m); 3: Cebollera (2.129 m).

El Barranco de las Cuevas se ha formado como consecuencia del encajamiento del arroyo del mismo nombre. Este tiene una longitud aproximada de 900 m y presenta una incisión vertical que en algunos puntos alcanza 140 m. El sector más escarpado y estrecho del barranco se encuentra próximo a la unión del arroyo con el río Jarama, coincidiendo con un cambio de dirección del cauce. Tanto en las laderas del cañón como en la base de los escarpes existen abundantes bloques de tamaño métrico que, en ocasiones, alcanzan el propio arroyo de las Cuevas.

### *Cavidades*

Las cavidades existentes en el Barranco de las Cuevas tienen poco desarrollo y rara vez superan 50 m de longitud. Estas han quedado al descubierto gracias al encajamiento del arroyo como respuesta al descenso del nivel de base marcado en la zona por el río Jarama. Los conductos kársticos aparecen en los niveles estratigráficos de composición dolomítica, situándose a diferentes alturas con respecto al fondo del barranco.

La Cueva BC3 se encuentra en la ladera oriental del cañón, unos 60 m por encima del cauce del arroyo de las Cuevas. Se trata de una cavidad con una entrada de amplias dimensiones, bien visible desde el exterior. Su desarrollo ronda los 20 m, finalizando en una estrechez impenetrable. En la ladera opuesta, a unos 30 m sobre el cauce, se abren las cuevas BC2 y BC4. Se trata de dos pequeñas cavidades horizontales muy próximas. La Cueva BC2 tiene un desarrollo de unos 45 m, con una galería rectilínea de 2x2 m de sección transversal y una pequeña sala al final de la misma. Por su parte, la Cueva BC4 consta de un pequeño conducto de unos 10 m de longitud que acaba cegándose. La morfología predominante en ambas cuevas es de carácter vadoso.

Unos 100 m antes de la desembocadura del arroyo de las Cuevas en el río Jarama, en la ladera occidental del barranco, se encuentra la Cueva BC1. La cavidad se sitúa 6 m sobre el cauce del arroyo y tiene un desarrollo horizontal de unos 25 m. Está formada por una galería de carácter freático de 1 m de diámetro, finalizando en una estrechez impenetrable.

En la desembocadura del Barranco de las Cuevas, unos 3 m sobre el cauce del río Jarama, existe una surgencia de carácter estacional que solo funciona en periodos de lluvias prolongadas. La procedencia de las aguas de esta surgencia es probablemente consecuencia de las pérdidas que sufre el arroyo de las Cuevas al atravesar los materiales carbonatados cretácicos aguas arriba.

La Cueva de los Retamales se abre unos 1.600 m al este del barranco formado por el arroyo de las Cuevas, en la vertiente sur del relieve en cuesta que forman los materiales cretácicos. Se trata de una cavidad horizontal con un desarrollo aproximado de 110 m, constituida por una galería principal que finaliza en una pequeña sala circular de 10 m de diámetro. La morfología de la cueva es predominantemente vadosa con conductos encajados de tipo meandriforme.

### *Depósitos*

Todas las cavidades reconocidas en el Barranco de las Cuevas presentan rellenos, fundamentalmente de carácter detrítico. Únicamente en dos de estas cavidades (BC2 y BC3), se han encontrado rellenos de tipo químico. Cabe destacar, por su desarrollo, la colada estalagmítica existente en la Cueva BC3. Se trata de un edificio estalagmítico de 75 cm de espesor, constituido por varios niveles de coladas (muestras BC3-1 y BC3-2), que cubre la práctica totalidad de la cavidad. En la parte superior del mismo se observan pequeñas estalagmitas y restos de estalactitas fistulosas rotas y caídas, que han sido posteriormente recubiertas por coladas estalagmíticas más modernas. El conjunto presenta una suave inclinación entre 3° y 5° hacia la entrada de la cueva y se apoya sobre un paquete sedimentario de 1 m de espesor, constituido por una brecha con cantos de pizarra angulosos y cementados en una matriz carbonática.

Depósitos detríticos de características similares a los existentes en la Cueva BC3 se encuentran en la ladera opuesta del cañón. Se trata de brechas cementadas en una matriz de carbonato cálcico, con cantos angulosos de pizarra de hasta 4 cm. Estos se han conservado

adheridos a las paredes del cañón, en huecos que debieron formar parte de antiguas cavidades actualmente desmanteladas (muestra M-BC-1). Estos depósitos se han encontrado también en el interior de la Cueva BC2, pegados al techo de las galerías. En la Cueva BC4 también aparece este tipo de relleno adherido al techo de los conductos, aunque sus características varían ligeramente, puesto que los cantos de pizarra no superan 1 cm (muestra M-BC-2).

En la sala final de la Cueva de los Retamales se ha estudiado un relleno detrítico que debió colmatar casi completamente la galería donde aparece. Conservadas en huecos de las paredes aparecen arcillas oscuras que en ocasiones presenta laminación (muestra CRT-3). En el suelo de la sala existe un depósito de unos 50 cm de espesor, constituido por arenas sin estructuración aparente (muestra CRT-1) sobre las que se sitúan arcillas de decantación finamente estratificadas (muestra CRT-2). La base de este depósito no es visible, pero en otros sectores más bajos de la cueva, se reconocen cantos de pizarra y caliza, subredondeados, de hasta 18 cm. Los espeleotemas son bastante escasos en toda la cavidad, únicamente existe una pequeña colada estalagmítica en un lateral de la sala anteriormente citada, que recubre parcialmente los depósitos detríticos que allí existen.

### 9.2.1.2. Macizo kárstico de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra

El macizo kárstico de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra está situado al NO de la provincia de Guadalajara (Fig. 19) y comprende parte de los términos municipales de Retiendas, Valdesotos, Puebla de Valles, Tortuero y Valdepeñas de la Sierra. Se encuentra contenido en la hoja 485 (Valdepeñas de la Sierra) del mapa topográfico de España a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional. El macizo tiene una extensión total de 5,4 km<sup>2</sup> y debido a su configuración, puede dividirse en dos sectores, separados por la falla de Tortuero: sector oriental con una extensión de 3,7 km<sup>2</sup> y sector occidental, más alargado, con una extensión de 1,7 km<sup>2</sup>.

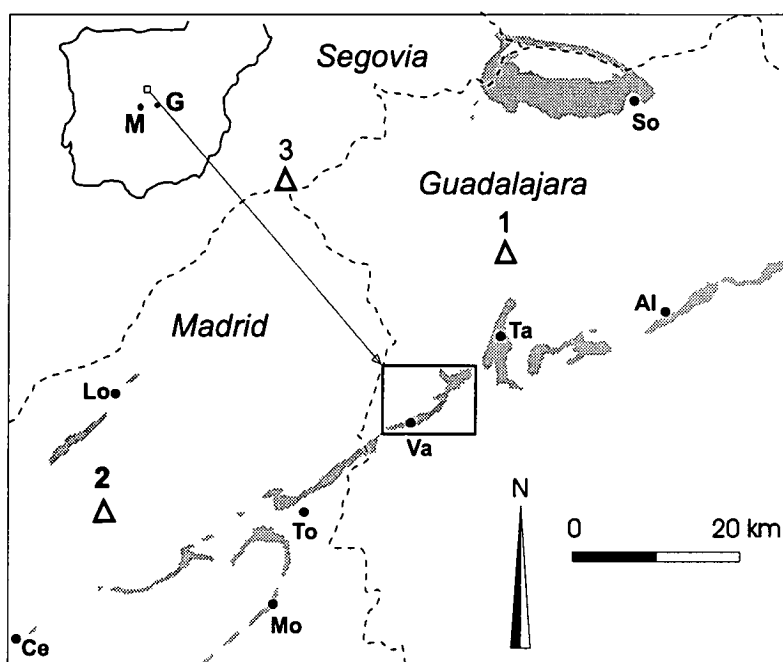


Fig. 19. Situación del macizo kárstico de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra en relación a los macizos kársticos situados en el sector meridional del Sistema Central. M: Madrid, G: Guadalajara, AL: Alcorlo, Ce: Ceceda, Lo: Lozoya, Mo: El Molar, So: Somolinos, Ta: Tamajón, To: Torrelaguna, VA: Valdepeñas de la Sierra. 1: Pico Ocejón (2.048 m); 2: La Najarra (2.105 m); 3: Cebollera (2.129 m).

En la zona de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra los únicos estudios referidos específicamente al karst son obras de inventario espeleológico (Fernández y Martín, 1982). En las proximidades de Valdesotos se han realizado diversas excavaciones arqueológicas que ponen de manifiesto la importancia que tuvieron las cavidades allí existentes desde tiempos prehistóricos (Jordá Pardo, 1993a; Alcolea *et al.*, 1995b; Adán *et al.*, 1995). Otros trabajos de carácter geológico realizados en la zona de Valdesotos-Tortuero están relacionados con la litoestratigrafía (Sopeña, 1980; Gil, 1993) y la tectónica alpina del área (Sánchez Serrano, 1991; Sánchez Serrano *et al.*, 1993a,b).

#### 9.2.1.2.1. Litoestratigrafía y estructura geológica

El río Jarama, en las proximidades de la localidad de Valdesotos, ha labrado un profundo cañón que corta los materiales cretácicos, cuyo espesor es aquí superior a los 130 m (Gil, 1993). De acuerdo con este autor, la serie mesozoica se apoya en clara discordancia sobre las pizarras ordovícicas y comienza con un potente nivel de arenas blancas de Utrillas de 37,5 m de espesor. A continuación existen 16 m de margas y calizas nodulares (Formación Margas de Picofrentes). Le siguen 34 m de arenas dolomíticas y margas, sobre las que aparece un tramo de 8 m de dolomías arenosas que pasan a dolomías que dan un resalte morfológico bien visible en

el entorno (Miembro arenisca de Tortuero). Por encima se sitúan 9 m de dolomías y margas ocreas (Capas de Margas de Alcorlo), sobre las que se dispone un potente paquete carbonatado de unos 30 m, compuesto de dolomías tableadas (Formación Dolomías del Embalse de la Tranquera) y dolomías masivas (Formación Dolomías de Somolinos). La serie finaliza con un nivel de 2 m de dolomías margosas (Formación Dolomías y Margas del Valle de Tabladillo).

La orientación general del macizo kárstico es NE-SO, con una estructura de tipo cuesta monoclinal. En el sector occidental, próximo a las localidades de Alpedrete de la Sierra y Valdepeñas de la Sierra, el buzamiento de la serie llega a superar en algunos puntos los 30°. En el sector oriental, en las cercanías de Valdesotos y Retiendas, los buzamientos son entre 5 y 20°.

#### 9.2.1.2.2. Hidrología e hidrogeología

El río Jarama ha condicionado en gran medida la morfología y evolución del karst de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra. El sector oriental del macizo está cortado de N a S por dicho río, mientras que en el sector occidental el Jarama circula en dirección NE-SO paralelo al macizo, recibiendo por el norte arroyos procedentes de zonas altas de la sierra. Estos arroyos cortan perpendicularmente las cuestas monoclinales formando barrancos de varios centenares de metros de longitud.

No existen en el macizo surgencias o fuentes de importancia. Esto es debido a que dichas fuentes se ubican en el cauce del río Jarama engrosando puntualmente el caudal del mismo y pasando de este modo desapercibidas. Se han localizado, sin embargo, dos fuentes de escaso caudal (4-5 l/s) situadas en el sector occidental del macizo, en los barrancos cercanos a Valdepeñas de la Sierra, en la facies arenosa de la Formación Utrillas.

#### 9.2.1.2.3. Geomorfología exokárstica

El macizo kárstico de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra presenta una relativa escasez de formas exokársticas (Fig. 20). La parte oriental del mismo apenas presenta exoformas debido fundamentalmente a la existencia de suelos que cubren el karst, lo que ha propiciado un mayor grado de uso agrícola de la zona. Existen algunas depresiones cerradas de tamaño métrico, pero muy retocadas por el hombre y por la red fluvial. Además del relieve en cuesta, las exoformas mejor desarrolladas en el macizo son las incisiones fluvio-kársticas resultado del encajamiento de la red fluvial. Dicho encajamiento ha provocado el desmantelamiento de parte de la red de conductos subterráneos existentes en el karst, dejando al descubierto abundantes galerías y cuevas.

#### *Lapiaces*

Entre las localidades de Alpedrete de la Sierra y Valdepeñas de la Sierra, la estructura geológica del macizo kárstico da lugar a un relieve más abrupto, poco apto para la agricultura, donde se han desarrollado diversas formas exokársticas.

Las zonas altas de los relieves en cuesta están ocupadas por lapiaces en los que se reconocen *kamenitzas* y perforaciones cilindroideas de tamaño centimétrico a decimétrico. En las proximidades de Valdepeñas de la Sierra, donde el buzamiento supera en ocasiones los 30°, se encuentran algunos lapiaces en regueros que discurren a favor de la pendiente.

### ***Superficies de erosión***

Entre las localidades de Alpedrete de la Sierra y Tortuero se encuentran, en las zonas altas de los relieves en cuesta, áreas amesetadas que alcanzan extensiones de varios centenares de metros cuadrados. Dichas áreas podrían corresponder a los restos de una antigua superficie de erosión subhorizontal, prácticamente desmantelada en la actualidad por la incisión fluvial que corta las cuestas. Dicha superficie de erosión se sitúa entre las cotas 960-940 m y presenta una suave inclinación hacia el oeste, que le hace perder altura en esa dirección.

Los restos de la superficie de erosión observada en el sector occidental del macizo kárstico de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra, se ajusta con la superficie pliocena S1 definida por Lázaro Ochaíta (1977) y Cabra (1981), también denominada M2 por Schwenzner (1937) o C por Gladfelter (1971), y reconocida en el presente trabajo también en el Cerro de la Oliva. Sobre ella, y de forma dispersa, aparecen cantos subredondeados de cuarcita de tamaño decimétrico, así como fragmentos de espeleotemas formados en el interior de cavidades actualmente desmanteladas por la erosión.

En las proximidades de Tortuero, en la zona conocida como Lomo Gordo, puede observarse parte de la antigua cobertera detrítica que cubría el macizo kárstico. Estos materiales, constituidos por conglomerados de pizarras y lutitas, son atribuidos al Mioceno superior-Plioceno inferior (Pérez González y Portero, 1990). Sobre dicha cobertera aparecen las terrazas más altas del río Jarama, de edad cuaternaria (Pérez-González y Gallardo, 1987). Estas terrazas son el origen de los cantos subredondeados de cuarcita situados sobre el macizo kárstico.

### ***Incisiones fluviokársticas***

Las incisiones fluviokársticas son las formas exokársticas más desarrolladas y mejor representadas en el macizo de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra. Los cañones se han formado a favor del principal cauce fluvial de la zona, el río Jarama. En un recorrido de 5,4 km el río ha labrado dos tramos con morfología de cañón, de varios centenares de metros de longitud cada uno de ellos. El cañón de Retiendas, situado en el sector oriental del macizo kárstico, tiene una longitud próxima a los 1.100 m y alcanza en algunos puntos hasta 70 m de profundidad. Otro de los tramos profundamente incidido formado por el río Jarama es el cañón de Valdesotos, con 1.500 m de longitud y una profundidad cercana a los 50 m.

En el sector occidental del macizo kárstico también existen pequeños barrancos formados a favor de los arroyos que cortan perpendicularmente los afloramientos de rocas carbonatadas. Sus dimensiones son más modestas, no superando 500 m de longitud y 40 m de altura.

#### **9.2.1.2.4. Geomorfología endokárstica**

El desarrollo y variedad de las cavidades del macizo de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra son relativamente modestos. En la actualidad se han explorado y topografiado 944 m de conductos kársticos en la zona, pertenecientes a 16 cuevas cuyas longitudes oscilan entre los 400 m de la Cueva de la Bruja y los 8 m de la Cueva J-I (Tabla 2).

### ***Cavidades***

La mayor parte de las cavidades existentes en el macizo se abren en las paredes de los cañones y barrancos. El endokarst en todo el macizo tiene un desarrollo predominantemente

horizontal, siendo muy escasas las simas o cuevas conocidas con desniveles superiores a los 10 m, como la Cueva de la Bruja, la Sima de la Liendre o la Sima del Caballo).

Nombre	Topografía Planta/perfil	Referencias	Desarrollo horizontal (en m)	Desnivel (en m)
Cueva de la Cabra	si/no	e	125	-10
Cueva del Pote	si/no	e	50	subhorizontal
Sima de Retiendas	no/no	e		
Sima de la Liendre	si/no	e	200	-35
Cueva de las Mil Zarzas	si/no	e	25	subhorizontal
Cueva del Refugio	si/si	e	26	subhorizontal
Cueva J-I	no/no	f	8	subhorizontal
Cueva J-II	no/no	a	10	subhorizontal
Cueva J-VI	no/no	a	16	subhorizontal
Cueva GET 4	no/no	a	12	-6
Cueva GET 6	no/no	a	15	-4
Sima del Caballo	no/no	a		-12
Cueva de la Bruja	no/no	a	400	-39,1
Cueva V-1	no/no	a	25	-8
Cueva V-2	no/no	a	20	-6
Cueva V-3	no/no	a	12	-5

Tabla 2. Cavidades conocidas en el macizo kárstico de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra. a: datos propios; e: Fernández y Martín (1982); f: Jordá Pardo (1993b).

La cavidad más importante y de mayor desarrollo del macizo kárstico de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra es la Cueva de la Bruja (Fig. 21), situada 700 m al este de la localidad de Alpedrete de la Sierra. Su entrada se abre en la base de un escarpe rocoso de apenas 1 m, coincidiendo con la superficie de erosión existente en las cercanías del pueblo, a una altitud de 939 m. El desarrollo de la cavidad es de unos 400 m y su profundidad ronda los 40 m. La cueva está estructurada en dos niveles (superior e inferior), que se unen a -28 m de profundidad. Sus galerías están desarrolladas a favor de los planos de estratificación, con buzamientos entre 25° y 30° S. En el interior de la cavidad no se aprecian formas de conducción claras, estando su desarrollo condicionado por la estructura geológica y por una familia de discontinuidades con dirección N160°-180°E.

Al sur de Retiendas y en la margen occidental del río Jarama se encuentra la Cueva de la Cabra. Esta cavidad está situada unos 60 m por encima del cauce actual del río Jarama. Con un desarrollo superior a 125 m (Fernández y Martín, 1982), es la segunda cavidad en importancia del macizo. La cueva se ha desarrollado a favor de los planos de estratificación, que en esta zona del macizo se disponen de forma subhorizontal. Sus galerías presentan en algunos puntos encajamientos superiores a los 12 m, formando pisos superpuestos y comunicados entre si. Cabe destacar la existencia de importantes terrazas fluviokársticas dentro de la cavidad.

La Cueva V-1, está situada en el borde de la carretera que une Valdesotos con Puebla de Vallés, junto al puente que cruza el río Jarama. La boca de la cavidad se abre unos 6 m por encima del actual cauce del Jarama, tiene un desarrollo aproximado de 25 m y está constituida por un amplio porche separado en dos partes. En la cueva pueden reconocerse varias fases de relleno y una evolución asociada al encajamiento del río Jarama.

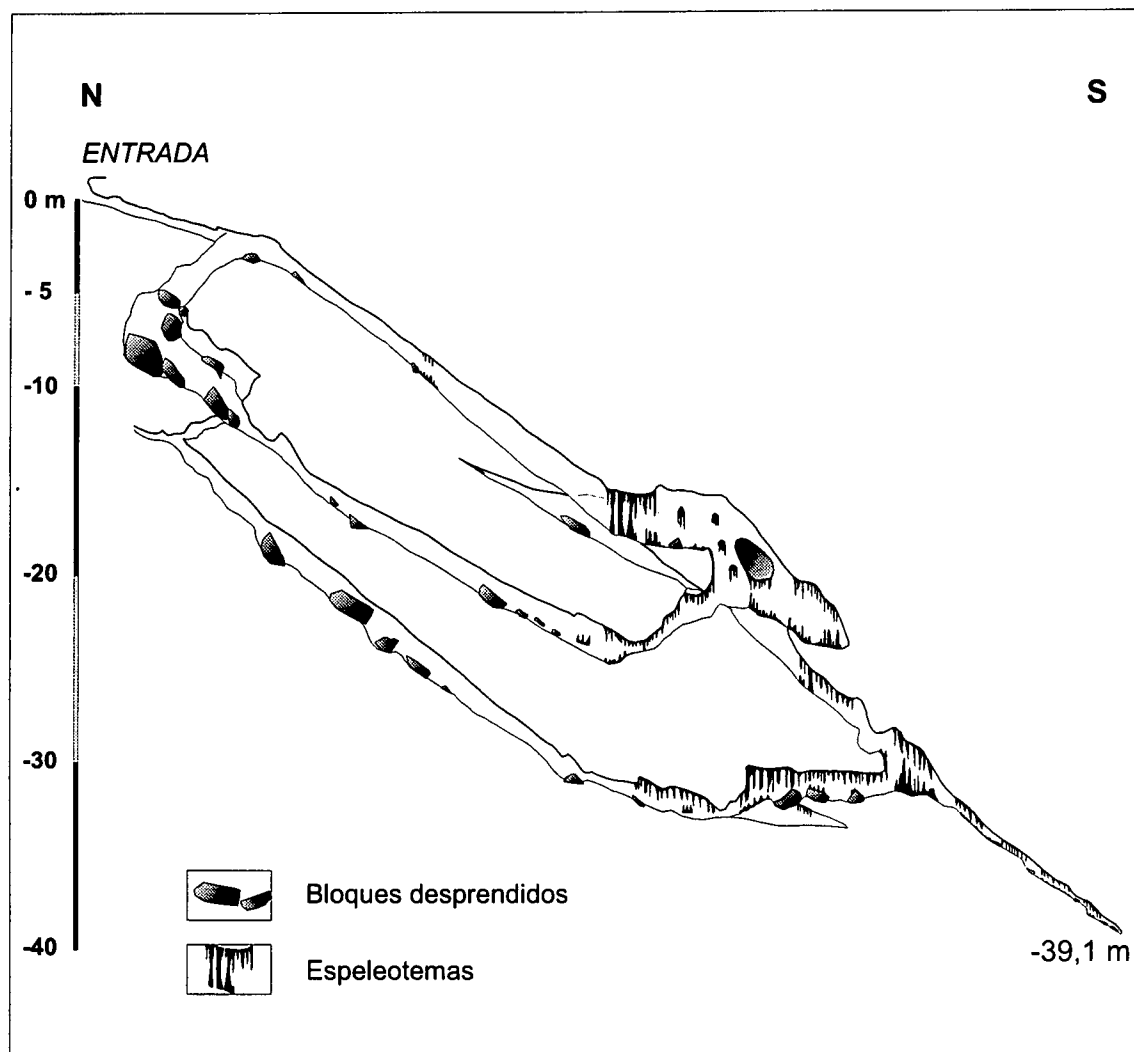


Fig. 21. Topografía en perfil de la Cueva de la Bruja, realizada por S. Marcos, de la SE del CEI de Alcalá de Henares en 1982. Su desarrollo es de 410 m, con una profundidad máxima de 39,1 m.

### Depósitos

Las cavidades estudiadas en el macizo kárstico de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra, al igual que el resto de cuevas existentes en el borde sur del Sistema Central, presentan abundantes depósitos endokársticos.

En la Cueva de la Bruja son relativamente abundantes las estalactitas, estalagmitas, banderas, coladas y excéntricas (Fig. 21). Dichos espeleotemas aparecen a partir de la cota -9 m, con respecto a la entrada de la cavidad, y aumentan en cantidad y variedad según profundizamos en la misma. También es posible reconocer, a partir de -6 m, formaciones de origen epiacuático (coliflores y aceras de calcita) tapizando paredes e incluso los espeleotemas anteriores. Pueden diferenciarse tres fases de concrecionamiento dentro de la cueva. La más antigua está constituida por estalactitas y estalagmitas. La segunda posee espeleotemas de tipo epiacuático, formados como consecuencia de la inundación parcial de la cavidad. Por último, existe una fase de concrecionamiento en condiciones subaéreas, tras el descenso del nivel del agua, que en algunos lugares de la cueva llega a cubrir los depósitos epiacuáticos formados anteriormente.



En la Cueva de la Bruja existen bloques de tamaño métrico, formados como resultado de desprendimientos y de reajustes de bóveda. Sin embargo, los depósitos de sedimentos detríticos son escasos en el interior de la cavidad. A una cota de -13 m, en el nivel inferior, existe un depósito arcilloso con cantos de pizarras, de menos de 1 cm, conservado en huecos del techo de la galería. Ello indica que la cueva debió sufrir algún episodio de relleno importante tras su formación. Este fenómeno puede observarse con mayor claridad a - 27 m, también en el nivel inferior. Aquí se observan varias coladas estalagmíticas, colgadas a 1,5 m sobre el suelo, cuya parte inferior es totalmente plana. Dichas coladas se formaron apoyadas sobre un relleno de tipo detrítico, actualmente desaparecido a causa de los procesos erosivos.

En la Cueva de la Cabra existen terrazas fluviokársticas que llegan a alcanzar, en algunos puntos, un espesor cercano a los 4 m. La base de estas terrazas está constituida por bloques redondeados de cuarcitas, con tamaños próximos a 20 cm. Según ascendemos, los cantos van siendo más pequeños, para finalizar con un depósito de arenas con laminación paralela de 1,1 m de espesor (muestra CC-1). Sobre el conjunto aparece una colada estalagmítica oquerosa de 1 cm de grosor. En una de las salas interiores de la Cueva de la Cabra, próxima a la entrada, es posible observar dos coladas estalagmíticas que han quedado colgadas a causa de la erosión de los sedimentos detríticos sobre los que se apoyaban. En este lugar se reconoce también una fase posterior de crecimiento de espeleotemas, en la que se han formado abundantes estalactitas y estalagmitas de tamaño métrico, banderas, columnas y coladas en forma de órganos.

La Cueva V-1, a pesar de su escaso desarrollo presenta interesantes rellenos que han motivado su estudio. En el lado norte de la cavidad existen varias galerías ascendentes de escaso recorrido. El suelo de las mismas está cubierto por sedimentos de origen fluviokárstico, con cantos de cuarcitas y pizarras, junto con arenas y limos. Sobre estos y en puntos altos aparecen pequeñas coladas estalagmíticas.

El lado sur de la cueva está ocupado por grandes bloques, de hasta 6 m, producto de los desprendimientos del techo. Bajo estos bloques existe una extensa terraza de origen fluviokárstico. Esta terraza presenta en su base gravas subredondeadas de cuarcita, de hasta 5 cm, y de pizarras, de 3 cm. Sobre las gravas aparecen arenas micáceas blancas, finamente estratificadas y con laminación cruzada. En este mismo lugar, y a unos 4 m de altura sobre la pared del fondo de la cueva, existe un conducto semicolmatado por sedimentos detríticos que ha quedado al descubierto al producirse el desplome de parte del techo de la cueva. El conducto, de 1 m de diámetro, es ascendente y tiene forma de cerradura. Dicha morfología nos indicaría al menos dos fases de formación: una primera en régimen freático, donde se formaría la galería; y otra segunda, en régimen vadoso. En la parte baja de este conducto existe un depósito detrítico de 65 cm de espesor, constituido de base a techo por:

- 23 cm de cantos subredondeados de hasta 1,5 cm, siendo más abundantes los cantos de cuarcita que los de pizarra.
- 21 cm de arenas de tamaño grueso y color marrón.
- 28 cm de cantos de pizarras y cuarcitas, de hasta 1 cm, con leve imbricación que finalizan a techo con una superficie erosiva muy neta.

Sobre el anterior relleno existe un importante depósito formado por 40 cm de brechas, de pizarras y cuarcitas, muy cementadas y con cantos de hasta 6 cm. Estas brechas aparecen tapizando, además, buena parte del techo de la cueva, y su emplazamiento debe asociarse a la entrada del río Jarama a la cavidad, en periodos de avenida.

### 9.2.1.3. Macizo de Tamajón

El macizo kárstico de Tamajón está situado en el NO de la provincia de Guadalajara (Fig. 22). Se encuentra incluido en las hojas 459 (Tamajón) y 485 (Valdepeñas de la Sierra) del mapa topográfico a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional, y comprende parte de los términos municipales de Tamajón, Almiruete, Retiendas y La Mierla. Con una superficie de tan sólo 15 km<sup>2</sup>, contiene abundantes elementos singulares que lo diferencian de otros macizos próximos. Cabe destacar su relativa riqueza en exo y endoformas, así como el interés paleontológico y arqueológico de sus abrigos y cavidades (Barea *et al.*, 1998b), que le han hecho merecedor de ser incluido en un listado de puntos de interés geomorfológico de la Comunidad de Castilla-La Mancha (Vallejo y Cocero, 1997).

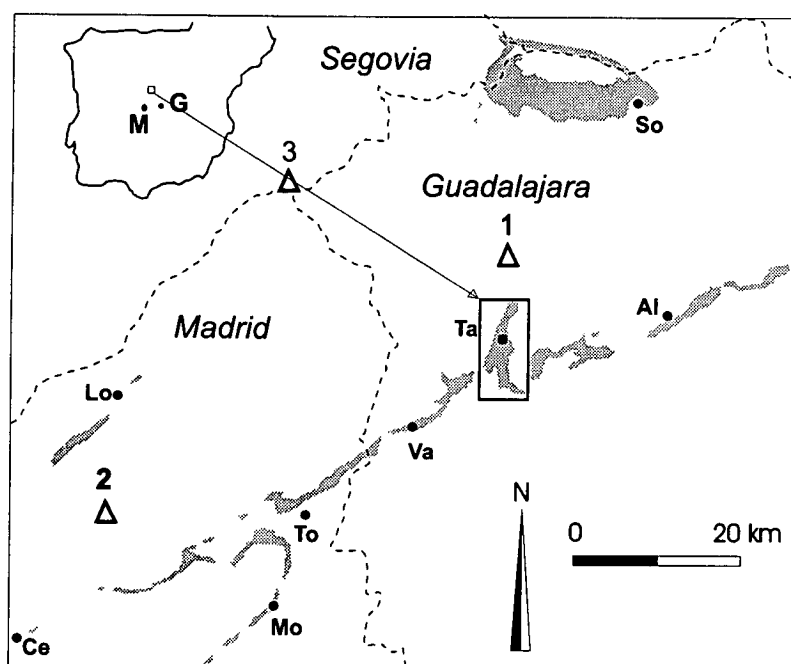


Fig. 22. Situación del karst de Tamajón en relación a los macizos kársticos situados en el sector meridional del Sistema Central. M: Madrid, G: Guadalajara, Al: Alcorlo, Ce: Cerdeja, Lo: Lozoya, Mo: El Molar, Ta: Tamajón, TO: Torrelaguna, Va: Valdepeñas de la Sierra. 1: Pico Ocejón (2.048 m); 2: La Najarra (2.105 m); 3: Cebollera (2.129 m).

En el área de Tamajón existen algunos trabajos relativos al karst que ponen de manifiesto sus características y evolución (Barea y Rejos, 1995; Barea *et al.*, 1997a). También se han realizado investigaciones arqueológicas y paleontológicas en los rellenos endokársticos de la zona (Arribas *et al.*, 1995; Arribas, 1997), estudios de arte rupestre (Alcolea *et al.*, 1995a) y exploraciones espeleológicas realizadas, principalmente por los grupos SECJA de Alcobendas y Abismo de Guadalajara (Barea y Rejos, 2000). Sobre aspectos geológicos relacionados con el entorno del macizo kárstico de Tamajón existen trabajos sobre tectónica general y elevación alpina del Sistema Central (Torcal, 1971; Monterrubio *et al.*, 1987; Sánchez Serrano, 1991; Sánchez Serrano *et al.*, 1993a,b), así como estudios geofísicos relativos al zócalo metamórfico (De Vicente, 1985) y neotectónica de la zona (De Vicente y Carbó, 1986).

#### 9.2.1.3.1. Litoestratigrafía y estructura geológica

La serie de materiales cretácicos que conforman el macizo de Tamajón ha sido estudiada por Gil (1993). La serie (Fig. 23) comienza con arenas de Utrillas (Miembro Arenas de Atienza) del Cenomaniense, que presentan un espesor medio del orden de 25 m. Les sigue un paquete margoso con intercalaciones dolomíticas (Margas de Picofrentes) de edad Cenomaniense-Turonense que, al sur de Tamajón, alcanza un espesor de 70 m. Sobre ellas se

encuentran unas dolomías arenosas claras (Miembro Dolomías de Muriel), pasando a techo a dolomías tableadas de color ocre (Dolomías del Embalse de la Tranquera), de edad Turoniense-Coniaciense, con un espesor total de unos 40 m. En el sector septentrional, donde el karst está más desarrollado, los niveles margosos presentan menor espesor, existiendo un paquete dolomítico del Coniaciense superior-Campaniense (Formación Dolomías de Somolinos), cuya potencia alcanza 120 m en las cercanías de la ermita de Los Enebrales (García Yagüe, 1973).

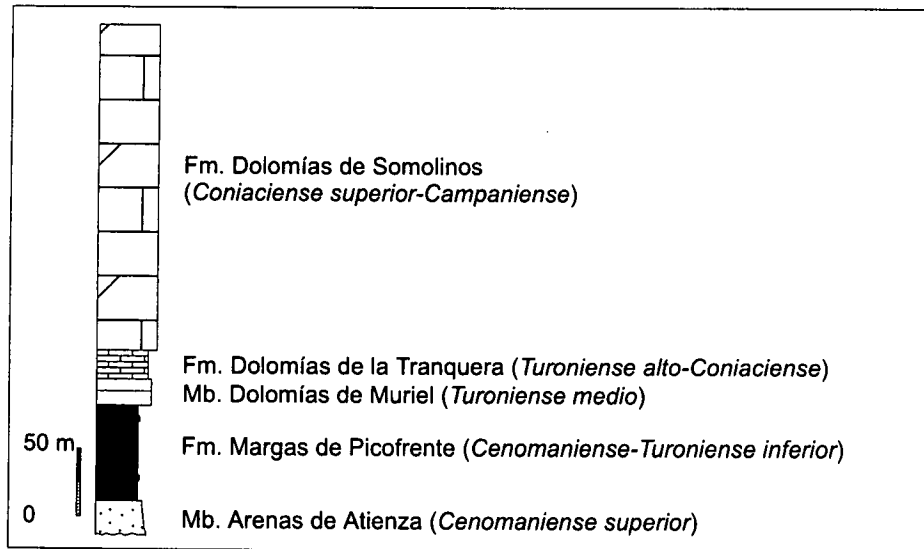


Fig. 23. Columna estratigráfica sintética de los materiales presentes en el macizo kárstico de Tamajón (adaptada de Gil, 1993).

La zona estudiada presenta una estructura geológica relativamente sencilla. Los materiales mesozoicos se apoyan al sur de Tamajón en clara discordancia sobre las areniscas de facies Buntsandstein. En el sector occidental del macizo, las rocas carbonatadas son cabalgadas por las pizarras del Ordovícico (falla de Almiruete-Retiendas). A diferencia del resto de los afloramientos cretácicos del borde sur del Sistema Central, donde abundan las cuestas monoclinales, el karst de Tamajón se presenta como un sinclinal con buzamientos de los flancos cercanos a los 5°. Sin embargo, en las proximidades de la falla de Almiruete-Retiendas las capas han sufrido una fuerte inflexión, debido al cabalgamiento de los materiales paleozoicos, y se disponen prácticamente verticales (Fig. 24).

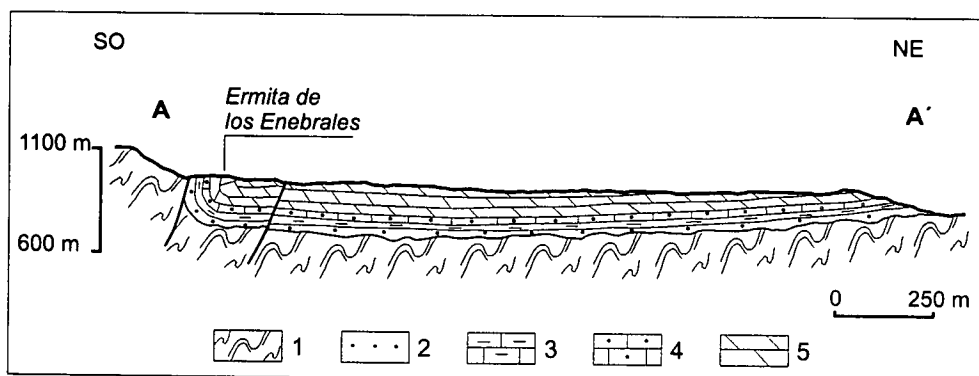


Fig. 24. Perfil geológico del macizo de Tamajón (situación señalada en Fig. 24); 1: pizarras, 2: Arenas de Atienza, 3: Margas de Picofrentes, 4: Dolomías de Muriel y de la Tranquera, 5: Dolomías de Somolinos.

### 9.2.1.3.2. Hidrogeología

El funcionamiento del acuífero kárstico de Tamajón es relativamente simple. En la actualidad se trata de un karst "fósil" e inactivo, al estar situado más de 100 m por encima de los cauces de los principales ríos, Jarama y Sorbe. La recarga del mismo proviene básicamente de la infiltración directa de las precipitaciones. El nivel impermeable relativo lo forman las arenas de Utrillas que, en el contacto con la unidad carbonatada, dan lugar a varias surgencias tanto al norte como al sur del macizo. Estos manantiales siempre se sitúan en los bordes de la unidad karstificada.

El acuífero kárstico puede dividirse en dos partes, en función de hacia donde vierten las aguas subterráneas: Jarama o Sorbe. El sector situado al norte, en las cercanías de Almiruete, presenta importantes formas de absorción, dolinas y sumideros, como la Cueva del Chorrillo o el denominado TA-12, con más de 34 m de desarrollo y 16 m de profundidad (Barea y Rejos, 1995). La surgencia más importante de este sector es la Cueva de Santiago, la cual es penetrable y presenta más de 315 m de desarrollo horizontal (Fernández y Martín, 1982). Tiene un caudal intermitente que puede oscilar entre 1 l/s en estiaje y más de 15 l/s en períodos de lluvias. Los análisis químicos de las aguas de la Cueva de Santiago, realizados por nosotros durante los meses de febrero de 1996 y octubre de 1999, dieron los resultados contenidos en la Tabla 3.

	Muestreo del 11/02/96 (ppm)	Muestreo del 24/10/99 (ppm)
Sodio, Na <sup>+</sup>	1	4,9
Potasio, K <sup>+</sup>	0,26	1,27
Calcio, Ca <sup>2+</sup>	30,7	33,2
Magnesio, Mg <sup>2+</sup>	7,6	6,6
Amonio, NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0	0,13
Cloruros, Cl <sup>-</sup>	sin determinar	1,98
Sulfatos, SO <sub>4</sub>	0	8,64
Bicarbonatos, HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	122	124,4
Carbonatos, CO <sub>3</sub> <sup>=</sup>	sin determinar	0
Nitratos, NO <sub>3</sub>	3,08	0,87
Nitritos, NO <sub>2</sub>	sin determinar	0,017
Fosfatos, PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,16	0,06
Fluor F <sup>-</sup>	sin determinar	0,15
Sílice, Si O <sub>2</sub>	5,7	5
Dureza total de Ca CO <sub>3</sub> <sup>=</sup>	108,4	110
Temperatura	10,2 °C	12,2°C
Conductividad eléctrica (CE)	228 µS/cm	185 µS/cm
pH	7,72	7,16
Caudal (Q)	8-10 l/s	15-20 l/s

Tabla 3. Resultados de los análisis químicos realizados en la Cueva de Santiago en febrero de 1996 y octubre de 1999. Valores en ppm, salvo CE, pH y Q.

A la vista de los resultados de los análisis químicos, se aprecia que las aguas son fundamentalmente cálcico-magnésicas, con bajos contenidos en sodio. En el muestreo del año 1999, tomado al comienzo de un período de intensas precipitaciones, se aprecian valores más bajos de la conductividad eléctrica, el pH y el contenido en nitratos. Ello es consecuencia de la entrada de aguas meteóricas al endokarst produciendo una dilución de las concentraciones iónicas.

El sector sur no posee formas de absorción bien definidas, realizándose la infiltración preferentemente a través de los lechos de los arroyos. Aquí, la surgencia más significativa se localiza a la salida de la profunda incisión fluviokárstica que forma el arroyo de las Damas en las cercanías de Retiendas. Este manantial, cuyo caudal supera 1 l/s en estiaje, también se sitúa en el contacto entre las arenas y la unidad carbonatada, viéndose favorecido el drenaje por la estructura geológica, consistente en suaves pliegues sinclinales, con ejes de dirección N75°E. En este sector existen otras dos pequeñas surgencias de escasa importancia y caudales intermitentes situadas en el borde occidental del macizo.

En los últimos años la presencia de agua en el karst se ha visto reducida, en parte debido a la construcción bajo el macizo, a mediados de los años 70, de un túnel que sirve para trasvasar las aguas del río Sorbe al Jarama, lo que ha provocado que las aguas subterráneas se dirijan hacia dicho túnel.

#### 9.2.1.3.3. Geomorfología exokárstica

El macizo kárstico de Tamajón se encuentra 2 km al oeste del valle del río Jarama y 1,5 km al este del río Sorbe. La incisión de ambos ríos ha jugado un papel importante en la génesis y evolución del karst local. Sin embargo, la red fluvial existente en el macizo está poco desarrollada, no existiendo cursos de agua permanentes, siendo la circulación en su mayor parte subterránea.

El karst de Tamajón presenta la mayor cantidad y variedad de formas exokársticas reconocida en los macizos kársticos del borde sur del Sistema Central (Barea *et al.*, 1997a). Su distribución se ha representado en un mapa geomorfológico (Fig. 25). En él puede apreciarse como en el sector NE, entre los términos municipales de Almiruete y Tamajón, se concentra la mayor parte de estas exoformas.

#### *Lapiaces y relieves ruiniiformes*

Son relativamente abundantes en el área lapiaces de diferentes tipos, respondiendo, en parte, a la disposición estructural de los afloramientos. Se han desarrollado mayoritariamente sobre superficies estructurales con buzamientos del orden de 5°. En gran medida, los lapiaces se encuentran semicubiertos, y su génesis se asocia preferentemente a la formación bajo cubierta edáfica. En las zonas donde han quedado expuestos a la atmósfera, se observan numerosos recuencos de disolución o *kamenitzas*, de forma irregular o subcircular; algunas de ellas presentan diámetros métricos, aunque la mayoría son decimétricas, y siempre de pocos centímetros de profundidad. También se aprecian oquedades, resaltes centimétricos y perforaciones cilindroideas, todos ellos de escala centimétrica a decimétrica y sin una orientación predominante. Al no existir grandes pendientes que favorezcan la escorrentía superficial, los lapiaces en regueros son muy escasos y poco desarrollados.

Las exoformas más características y espectaculares del karst de Tamajón son los relieves residuales y ruiformes (Foto 3), muy abundantes al norte y NE del macizo. Suelen estar desarrollados en los bordes de las depresiones kársticas, en los flancos de algunas superficies estructurales o en los escarpes de los cañones formados por la incisión fluvial. Este tipo de exoformas se sitúa siempre en lugares donde el buzamiento es pequeño o casi nulo, existiendo una conexión con la estructura geológica de la zona. Presentan formas de pináculos y arcos naturales con tamaños de hasta 10 m, y suelen encontrarse como relieves aislados del resto del afloramiento.

Los relieves residuales y ruiformes se han desarrollado en los niveles superiores de la serie estratigráfica. Son sectores donde la composición más dolomítica de la roca favorece su formación (Choppy, 1987). Este es el motivo por el que no se encuentran relieves ruiformes en el sector meridional del macizo kárstico de Tamajón, donde los niveles superiores dolomíticos están poco desarrollados o ausentes.

### ***Depresiones kársticas***

Las depresiones kársticas son un elemento característico del macizo de Tamajón. Sorprende su relativa abundancia en relación con otros macizos próximos. Las depresiones están, por lo general, parcialmente desmanteladas y capturadas por la red fluvial. En muchos casos, su fondo está ocupado por sedimentos, sobre todo arcillosos (arcillas de descalcificación), con algunos cantos. Estos depósitos presentan espesores que llegan a superar los 10 m, como se ha comprobado mediante excavaciones arqueológicas realizadas en la gran depresión situada unos 50 m al sur de la ermita de los Enebrales (Foto 4). Las depresiones son de tamaño variable, llegando a veces al centenar de metros de diámetro. Normalmente presentan el fondo plano, aunque en ocasiones son embudiformes, como es el caso de la dolina situada 20 m al este de la ermita de los Enebrales, de 10 m de diámetro, 5 m de profundidad y bordes escarpados, que se corresponden con el buzamiento de las capas verticalizadas.

En el macizo también existen torcas, que en ocasiones superan los 5 m de diámetro, producidas por hundimientos y colapsos de conductos kársticos (Foto 5). Muchas se encuentran desmanteladas por la erosión, habiendo evolucionado gracias a desplomes de sus bordes y sufrido capturas por la red fluvial. En algunos casos son puntos de conexión y acceso al endokarst, como por ejemplo la Sima de la Raya, la Cueva del Chorrillo o la Cueva Remigín.

### ***Otras formas***

En el macizo de Tamajón existen varios cañones de origen fluvio-kárstico. Algunos de ellos tienen varias decenas de metros de profundidad y presentan bordes abruptos. El cañón que discurre al este de la ermita de los Enebrales o el formado por el arroyo de las Damas al sur de Tamajón en la confluencia con el arroyo del Pueblo, cercano a Retiendas, son dos buenos ejemplos. Este último arroyo ha producido una incisión superior a 40 m, y su génesis debe asociarse al encajamiento del río Jarama.

El ensanchamiento por disolución de las fracturas existentes en el macizo, ha formado abundantes bogaces de hasta una decena de metros de longitud y uno o dos metros de anchura. Estos disectan las superficies estructurales sobre las que también se han generado lapiares y depresiones cerradas, favoreciendo la instalación de una red fluvial poco evolucionada que termina por retocar y modificar estos elementos. En otras ocasiones, los bogaces llegan a cortar conductos endokársticos, por lo que es frecuente que muchas de las entradas de las cavidades se localicen en este tipo de formas, como es el caso de la Cueva del Paso.

En los bordes escarpados de los cañones y bogaces del sector, aparecen numerosos abrigos naturales, muchos de los cuales han sido utilizados por el hombre desde el Paleolítico superior (Jordá Pardo, 1993a). Se han encontrado evidencias de ello, gracias a las excavaciones arqueológicas realizadas en el abrigo de los Enebrales y en la Cueva de los Torrejones durante los años 1993 y 1994 (Arribas *et al.*, 1995).

#### 9.2.1.3.4. Geomorfología endokárstica

Las formas endokársticas conocidas en el macizo kárstico de Tamajón, aunque de tamaños modestos, son más abundantes y variadas que en otros macizos kársticos próximos. Solamente en el sector comprendido entre Almiruete y Tamajón existen inventariadas más de 50 cuevas y simas (Abismo, 1994), número que se verá sin duda incrementado cuando progresen las exploraciones espeleológicas (ver Tabla 4). La situación de las principales cavidades del macizo aparece reflejada en la Fig. 26.

Nombre	Topografía Planta/perfil	Referencias	Desarrollo horizontal (en m)	Desnivel (en m)
TA 1	si/si	g	3,5	subhorizontal
TA 2	si/si	g	3,2	-1,7
TA 3	si/si	g	vertical	-2,5
TA 4	si/si	g	vertical	-3
TA 5	si/si	g	vertical	-5
TA 6	no/si	g		-4
TA 7	si/si	g	8	-2
TA 8	si/no	g	6	-2,5
TA 9	si/no	g	12,4	subhorizontal
TA 11	si/no	g	62	-6
TA 12	si/si	g	34	-10
TA 13	no/no	g	12,7	-5,9
TA 14	no/no	g	6,5	-4,8
TA 15	si/si	g	vertical	-2
TA 16	si/si	g	4,7	subhorizontal
TA 17	si/si	g	vertical	-6
TA 18	si/si	g	vertical	-2
TA 19	si/si	g	6,6	-4,8
TA 20	no/no	g	12,6	
TA 21	no/no	g	17	-2,2
TA 22	si/no	g	51,6	-6
TA 23	si/si	g	5,6	
TA 24	si/no	g	6	
TA 25	no/no	h		-2
TA 27	no/no	h		
TA 28	si/si	g	19,2	-5,6
TA 29	si/si	g	69,5	+2,7
TA 30	no/no	g		
TA 31	no/no	g		
TA 33	no/no	g		

TA 34	si/si	a	16	-5,9
TA 37a	no/no	h		
TA 37b	no/no	h		
TA 38	no/no	h		
Cueva del Mono (TA 10)	si/si	g	21	-6,5
Cueva de la Cuneta (TA 26)	no/no	g	6	-2
Cueva de la Zorrera (TA 32)	no/no	g		
Cueva de Santiago	si/no	e	315	+12
Cueva del Abadejo	si/si	g	57,5	-7,6
Sima de la Raya	si/no	e	180	-35
Sima Fliper	si/si	a	192	-54
Sima Fliper I	no/no	a	15	-7,5
Sima Fliper II	si/si	a	38	-26
Cueva del Trillo	si/si	e	70,6	subhorizontal
Cueva de la Moza	no/no	e	21	
Cueva Laposi	no/no	g		
Cueva del Paso	si/no	a	59	-12
Cueva del Hornillo	no/no	g		
Cueva del Chorrillo	si/no	e	220	-6
Cueva del Tío Remigín	si/si	e	102	-15
Cueva Vial	si/no	a	250	-12
Cueva Baja	si/no	g	31	
Cueva Baja I	si/no	g	21	
Cueva de la Encina	si/no	h	21,1	-1,8
E 1	si/no	a	6,5	-4
Cueva del Peñascal	si/no	a	4,5	
Cueva del Túnel	si/no	a	39	subhorizontal
Cueva de los Torrejones	si/si	e-i	60	-3,4
Cueva de la Salamandra	si/si	a-h	42	-15
Sima de los Enebrales	si/si	a-h	465	29,1
Cueva de la Esperanza	si/no	e	22	subhorizontal
Cueva de Santamera	no/no	e		

Tabla 4. Cavidades conocidas en el macizo kárstico de Tamajón. a: datos propios; e: Fernández y Martín (1982); g: Abismo (1994); h: Barea y Rejos (2000); i: Arribas *et al.* (1997).

En el macizo se han topografiado más de 2.570 m de galerías subterráneas, con cavidades que oscilan entre los 2 m y los 465 m de desarrollo. La Sima de los Enebrales (Fig. 27) es la que presenta mayor longitud (Barea *et al.*, 1997a) y la Sima Fliper (Fig. 28) la más profunda, con 54 m de desnivel (GET y SECJA, 1991). En total se conocen ocho cuevas cuyos desarrollos lineales superen los 100 m. El endokarst conocido es solo una parte de una red de conductos más amplia, no accesible en su totalidad debido al grado de colmatación de sus galerías por materiales detríticos. En ocasiones se producen hundimientos durante la época de lluvias, que dejan abierto el acceso a cavidades anteriormente desconocidas, como fueron los casos que permitieron los descubrimientos de la Sima Fliper en el año 1984 y de la Sima de los Enebrales en el año 1993.



### Cavidades

La mayoría de las cavidades conocidas en el karst de Tamajón presentan un desarrollo predominantemente horizontal, estando formadas a favor de un mismo nivel estratigráfico. La Cueva Vial (Fig. 29) es un ejemplo de este hecho, con sus galerías dispuestas a modo de enrejado, superando los 250 m de desarrollo (Barea y Rejos, 1995, 2000). Sin embargo, también existen algunas simas que cortan más profundamente la serie estratigráfica, como por ejemplo la Sima Fliper o la Sima de los Enebrales. Ésta última es una cueva con marcado carácter estructural, que se ha desarrollado a favor de la red de fracturas locales.

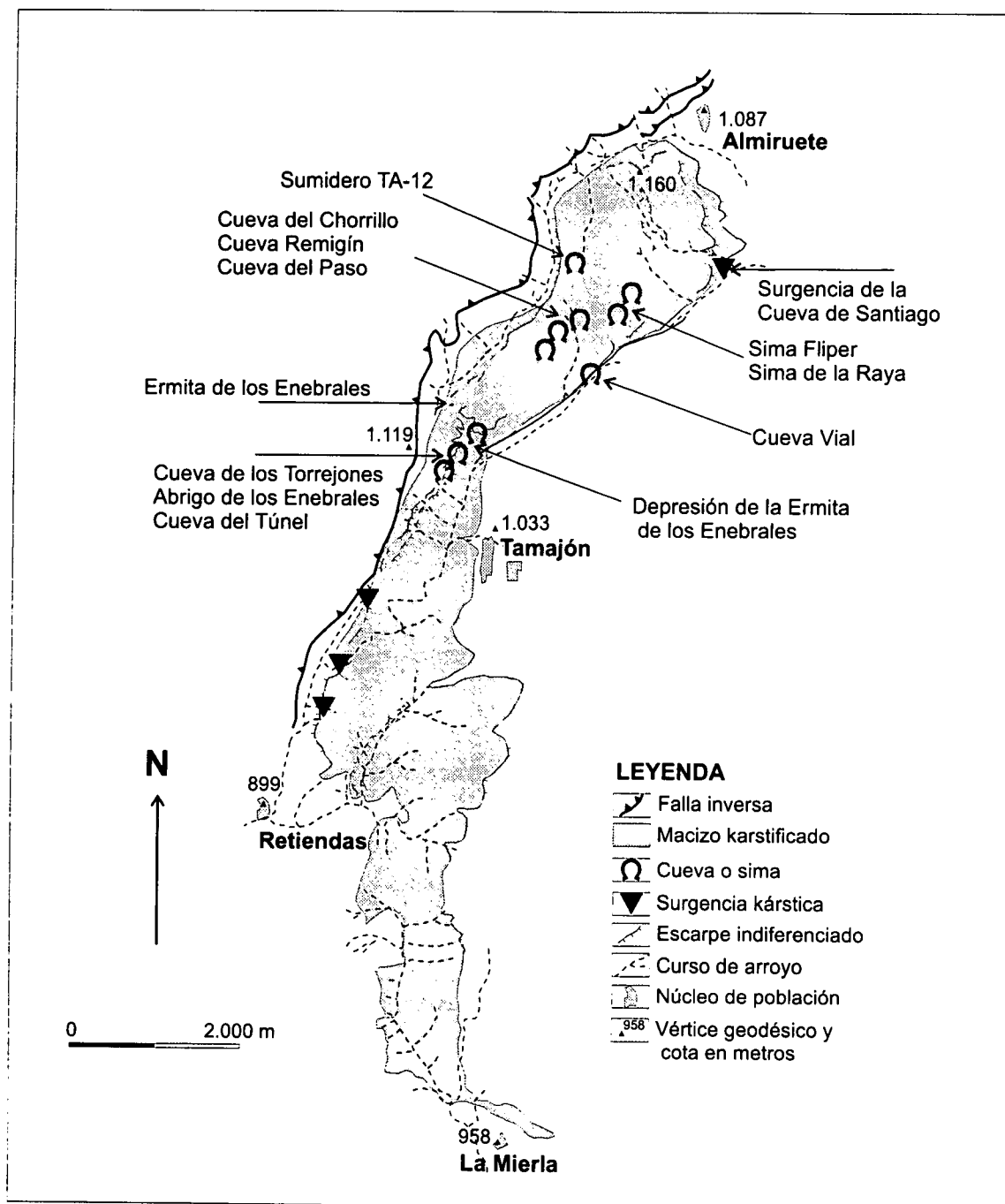


Fig. 26. Situación de las principales cavidades del macizo kárstico de Tamajón.

Las cavidades del macizo kárstico de Tamajón presentan una morfología heredada de carácter freático. Abundan las cuevas con conductos de bóvedas circulares y paredes pulidas, que denotan un régimen de circulación hídrica forzada. En algunas cavidades existe una evolución hacia condiciones vadosas, con ensanchamientos de la parte baja de las galerías y un escalonamiento de las redes, formando distintos pisos, como es el caso de la Cueva del Chorrillo (también denominada erróneamente del Turismo) y de la Cueva Remigín (Fig. 30). El tamaño de los conductos subterráneos puede variar desde salas con más de 5 m de diámetro (sima Fliper, cueva del Chorrillo), a galerías meandriiformes de menos de 1 m de ancho y más de 8 m de altura (sima de los Enebrales).

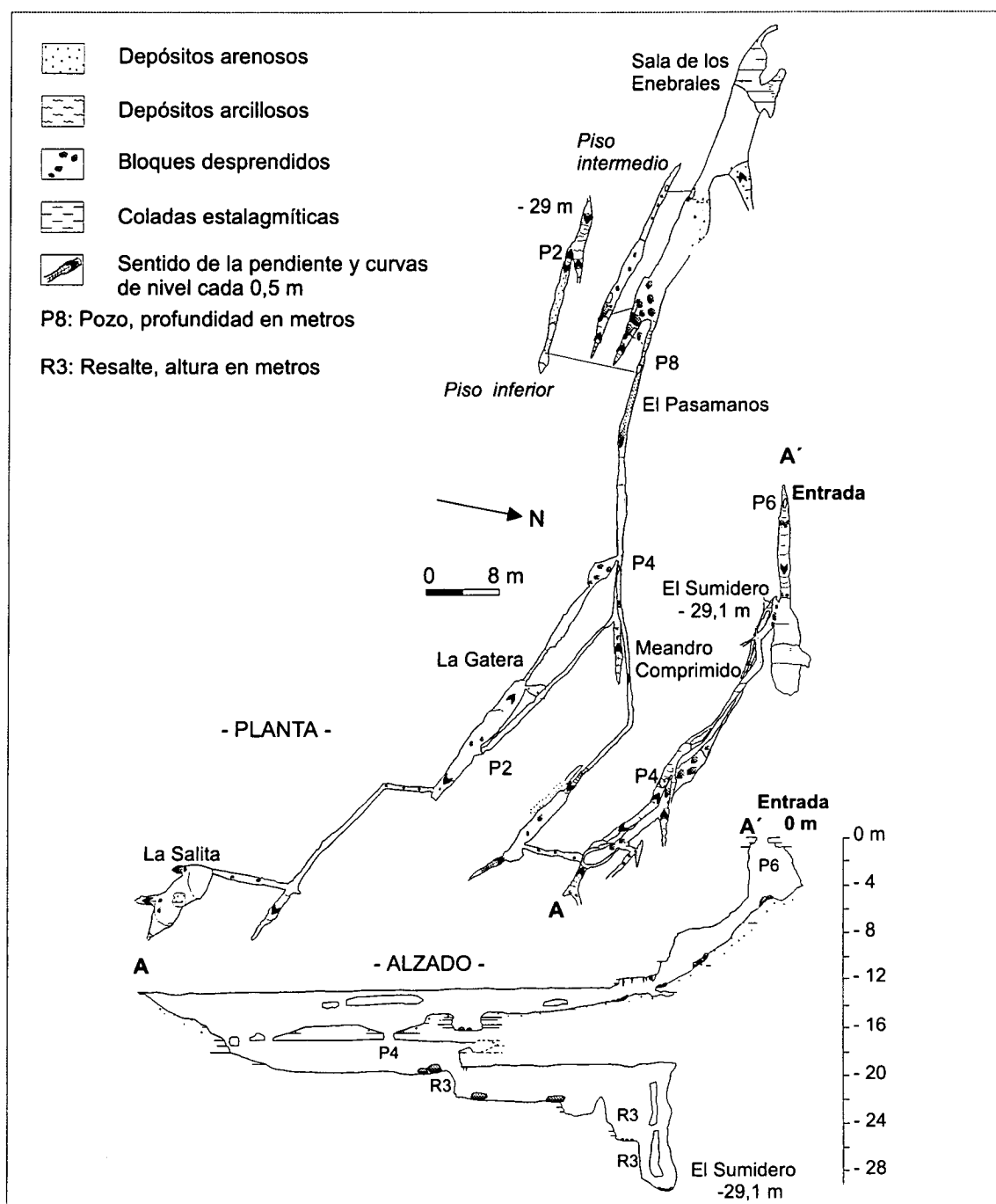


Fig. 27. Topografía en planta y alzado de la Sima de los Enebrales. Su desarrollo es 465 m con una profundidad máxima de 29 m. Realizada por J. Barea y N. Arriaga, de SECJA, en 1996/97.

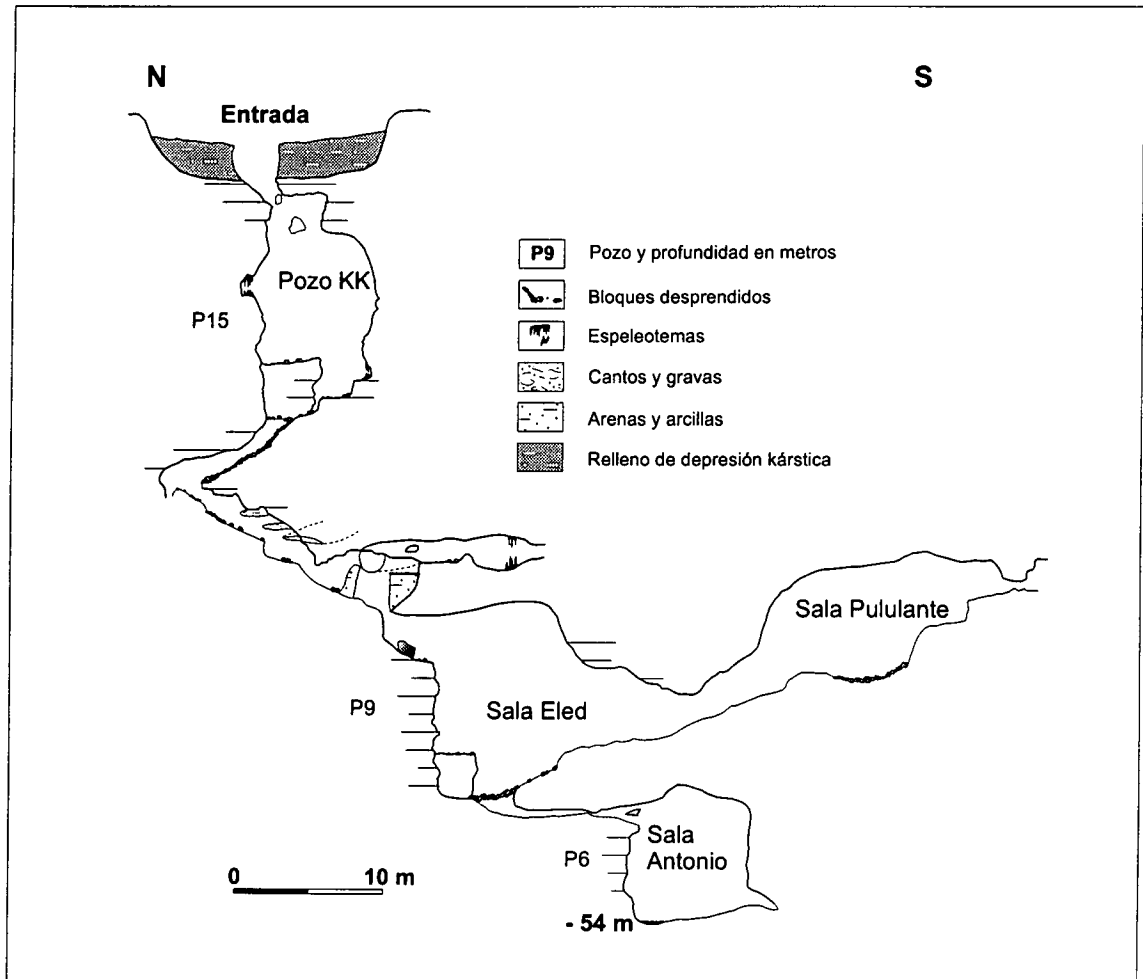


Fig. 28. Topografía en alzado de la Sima Fliper, su desarrollo es 192 m y su profundidad 54 m. Realizada por J. Barea y F.J. González-Gallego, de SECJA, en 1988.

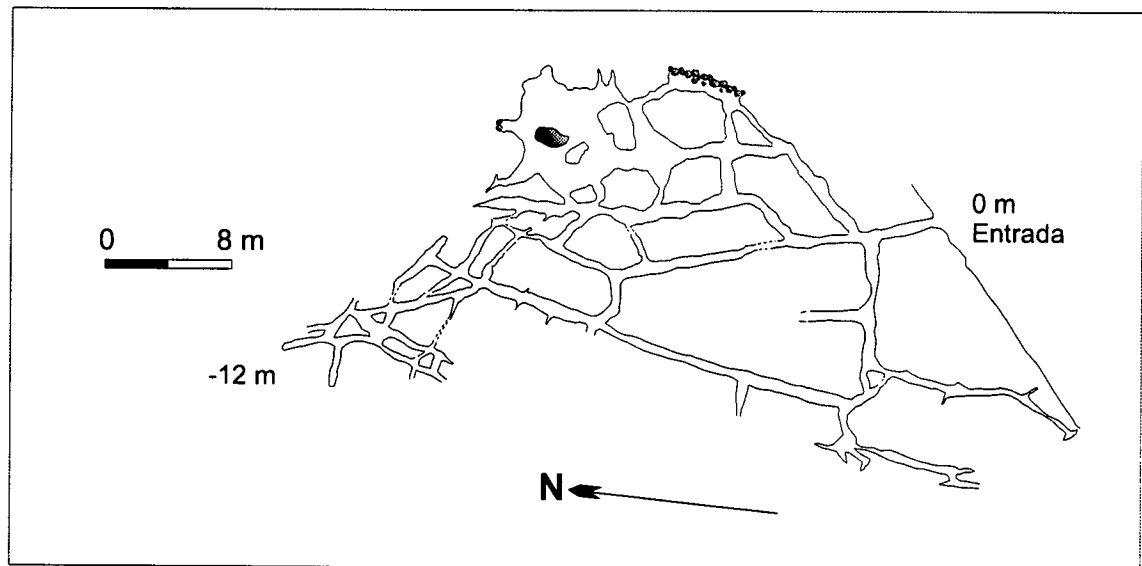


Fig. 29. Topografía en planta de la Cueva Vial. Su desarrollo actual supera los 250 m, con una profundidad máxima de 12 m. Realizada por J. Barea y A. Gómez, de SECJA, en 1988, y por M. Nieto y J. Rejos, de Abismo, en 1997.

El alto grado de colmatación de los conductos subterráneos en el karst de Tamajón hace que sólo sean accesibles niveles relativamente superficiales del endokarst. Esto provoca, además, que sea más complicado reconocer diferentes fases de karstogenésis. La disposición estructural del macizo, ha favorecido también la erosión y dismantelamiento de antiguas redes kársticas formadas en los niveles más altos de la serie estratigráfica, no quedando evidencias de ellas. Sin embargo, a menos de 1 km al oeste del pueblo de Tamajón, existe un nivel de antiguas galerías desconectadas del resto del karst y casi totalmente dismanteladas por la erosión. Estas tienen morfologías claramente freáticas, como es el caso de la Cueva del Túnel situada a una altitud de 1.060 m. En sus cercanías se aprecia un escalonamiento progresivo del endokarst, con la formación de cavidades a distintos niveles. Así, la Sima de los Enebrales, situada a 1.040 m, muestra evidencias claras de encajamiento de sus galerías, que llega a superar los 10 m en algunos puntos, presentando altos meandros y pisos colgados. Esta sima es, de las cuevas conocidas, la que está situada más baja en la serie estratigráfica en este sector del karst de Tamajón. Actualmente es una cavidad inactiva desde el punto de vista hidrogeológico, debido a que el nivel piezométrico se sitúa varios metros por debajo de la misma. La única cavidad conocida que presenta circulación hídrica significativa es la Cueva de Santiago situada en el extremo nororiental del macizo.

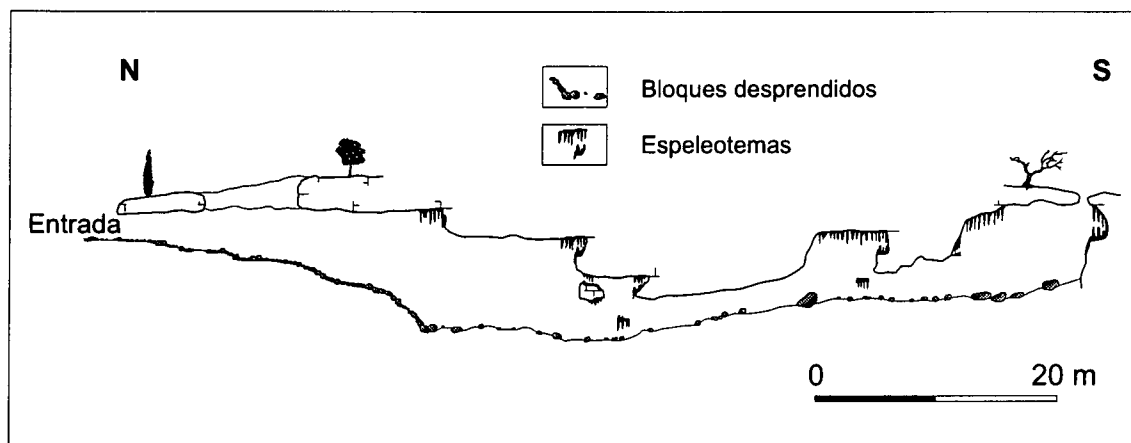


Fig. 30. Topografía en planta de la Cueva Remigin, cuyo desarrollo es 102 m y su profundidad 15 m. Realizada por GET en 1970.

### Depósitos

Como se ha indicado anteriormente, las cavidades del karst de Tamajón presentan abundantes depósitos endokársticos. Aunque son relativamente abundantes los espeleotemas, son más frecuentes los rellenos de tipo detrítico, que aparecen cubriendo suelos y paredes en la mayoría de las cuevas del área. En algunos casos llegan a imposibilitar el acceso a otros sectores del endokarst al colmatar por completo galerías y salas. Incluidos dentro de los sedimentos detríticos aparecen, en ocasiones, restos paleontológicos y arqueológicos. A continuación se describen algunos de estos depósitos endokársticos, utilizados posteriormente para la caracterización mineralógica de los detríticos y para datación, en el caso de los espeleotemas.

En la Sima Fliper (Fig. 28), los depósitos detríticos son especialmente significativos. Estos aparecen en forma de acumulaciones, de más de 2 m de potencia, constituidas por arcillas y arenas finas de decantación, que cubren amplios sectores de las paredes y del suelo de las salas de la cueva. En la sala intermedia de la sima hemos estudiado uno de estos depósitos (Fig 31) (Foto 6), constituido de base a techo, por:

- 54 cm de arcillas de color rojo, sin estructuración aparente (muestra TF-1-1).
- 104 cm de arcillas con laminación paralela, alternando bandas claras y oscuras de espesor milimétrico. El color de las arcillas va siendo gradualmente más claro, presentando tonos amarillentos hacia el techo.
- 33 cm de arcillas rojas, sin estructuración aparente.
- 15-20 cm de cantos subangulosos de pizarra incluidos en una matriz arcillosa de color rojo. Presentan cierta imbricación, apareciendo inclinados hacia la dirección N260°. El conjunto presenta base erosiva (muestra TF-1-2).
- 35 cm de arcillas masivas de color ocre, con un contenido arenoso superior a los tramos anteriores. Hacia el techo presenta fragmentos de la roca caja (de hasta 6 cm). El límite superior es de carácter erosivo (muestra TF-1-3).

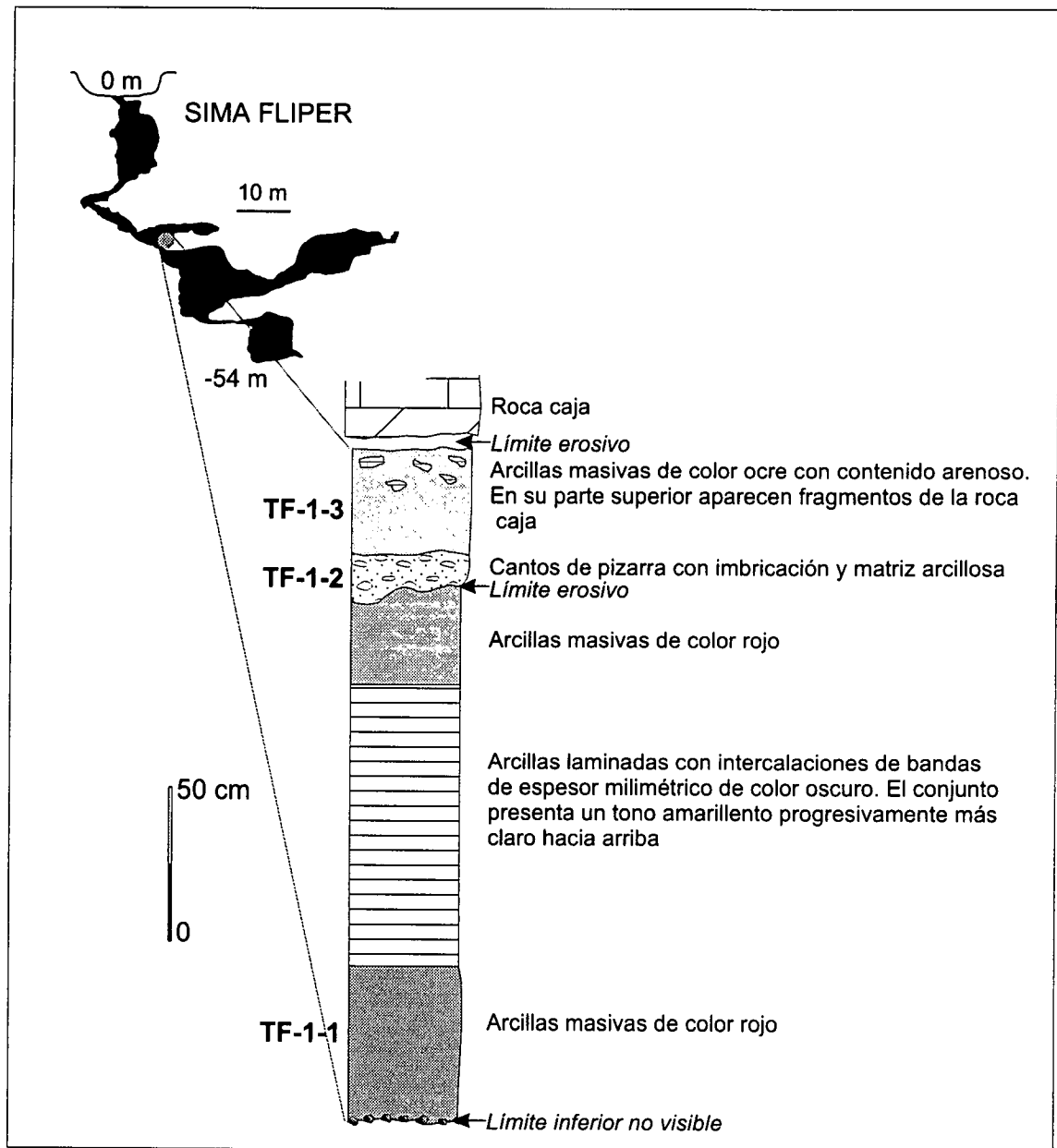


Fig. 31. Columna estratigráfica de los depósitos endokársticos estudiados en la Sima Fliper. Las siglas TF-1-1, etc. corresponden a las muestras estudiadas mediante difracción de rayos X. En la parte superior de la figura se indica la situación del depósito en un perfil de la cavidad.

En algunos puntos de la sala, este depósito aparece sellado por una colada estalagmítica de 1 a 2 cm de espesor y color blanquecino (muestra TF-1-4). Más abajo, en la sala Pululante, los depósitos arcillosos de las paredes aparecen recubiertos de delgadas costras de color blanco (muestra TF-1-5), cuya composición mayoritaria es carbonato cálcico (93,4 %). En la zona próxima al pozo de entrada y adheridos al techo, aparecen cantos de caliza cementados y redondeados de hasta 15 cm de diámetro. Depósitos de este tamaño de partícula son poco frecuentes en el karst de Tamajón. Ello evidencia la existencia de diferentes fases de relleno y erosión en el endokarst.

Otra cavidad con depósitos interesantes es la Cueva del Chorrillo, que posee galerías y salas con amplios volúmenes, poco habituales en el macizo de Tamajón. En la sala final de la cueva existe un paquete sedimentario de unos 2 m de espesor, constituido por materiales detríticos. En él alternan arcillas (muestra T-CH-2) con niveles de gravas de pizarra imbricadas, de hasta 0,5 cm de diámetro (muestra T-CH-1). Sobre el conjunto existe una extensa formación de precipitación química que comienza con una colada bandeada de color claro de 8-10 cm de espesor (muestra T-CH-3), sobre la que se han formado estalagmitas y columnas de tamaño métrico. En el sector más alto de la cueva abundan los espeleotemas, siendo estos los de mayor tamaño y desarrollo de todo el macizo.

La Cueva Remigín presenta dos amplias salas (10x7x5 m) conectadas por una galería de unos 35 m de longitud (Fig. 30). La sala más alejada de la entrada muestra restos de un importante relleno sedimentario constituido por un depósito de más de 2 m de espesor (Fig. 32) constituido por cantos centimétricos de pizarra y caliza, arenas y arcillas (muestra T-CR-1). Dentro de la cavidad pueden diferenciarse también dos generaciones de espeleotemas. La más reciente está formada por estalactitas, estalagmitas y coladas de tamaño métrico. Dichos espeleotemas se han desarrollado sobre el relleno detrítico y en puntos altos de la cueva. La generación más antigua se encuentra a menor altura y está constituida, fundamentalmente, por estalactitas y coladas de tamaños centimétricos, apareciendo cubierta por los materiales detríticos que forman el relleno de la cavidad.

Los rellenos detríticos son muy abundantes en la Cueva Vial. Estos aparecen cubriendo todo el suelo de la cavidad, son de carácter arcilloso e incluyen, en ocasiones, cantos centimétricos de pizarras (muestra T-CV-1) y restos de pequeños vertebrados (muestra T-CV-2). La cueva presenta pequeños *pendants* y costras de calcita que cubren paredes y techo, lo que indica que la cavidad ha estado completamente colmatada.

En la Sima de los Enebrales existen abundantes estalactitas, estalagmitas, columnas y coladas. La cueva se ha formado a favor de las discontinuidades de la roca, lo que le confiere forma de enrejado. A pesar de la estrechez de sus galerías y los meandros desfondados, es la cavidad de mayor desarrollo horizontal de todo el macizo de Tamajón. Próximo a la entrada de la sima existe un relleno parcialmente erosionado de unos 3 m de espesor, constituido por arcillas y limos. Sobre él se dispone, de manera horizontal, una colada estalagmítica de 10 cm de espesor (muestra T-SE-1), en la que se pueden diferenciar dos facies diferentes: una más porosa de color blanco en la base y, sobre ella, un espeleotema masivo y más oscuro.

Los resultados de los análisis mineralógicos y de las dataciones absolutas llevadas a cabo sobre las muestras anteriores, se incluyen en el apartado 12.1. y 12.3.1., respectivamente.

Buena parte de las cavidades y abrigos existentes en la zona presentan restos arqueológicos y paleontológicos incluidos en los depósitos endokársticos. Estos últimos son bastante abundantes, incluso en cavidades que en principio parecerían poco favorables para su presencia. Es el caso de los restos que hemos encontrado en diversas salas de la Sima Fliper, a 30 y 45 m de profundidad. Se trata principalmente de huesos dispersos de tortuga (muestras TF-

1-9C y TF-1-9N), cabra y lagomorfos (muestras TF-1-7 y TF-1-8), que se presentan incluidos en depósitos detríticos finos, o bien, cementados con cantos de hasta 15 cm, adheridos al techo y a las paredes de la cueva. Interpretamos que estos restos fueron transportados desde el exterior por las aguas superficiales en dos etapas diferentes. La primera acompañando a las coladas de barro que provocaron la colmatación de la cavidad, y la segunda junto con el arrastre de materiales clásticos más gruesos durante la última fase de vaciado de la cueva.

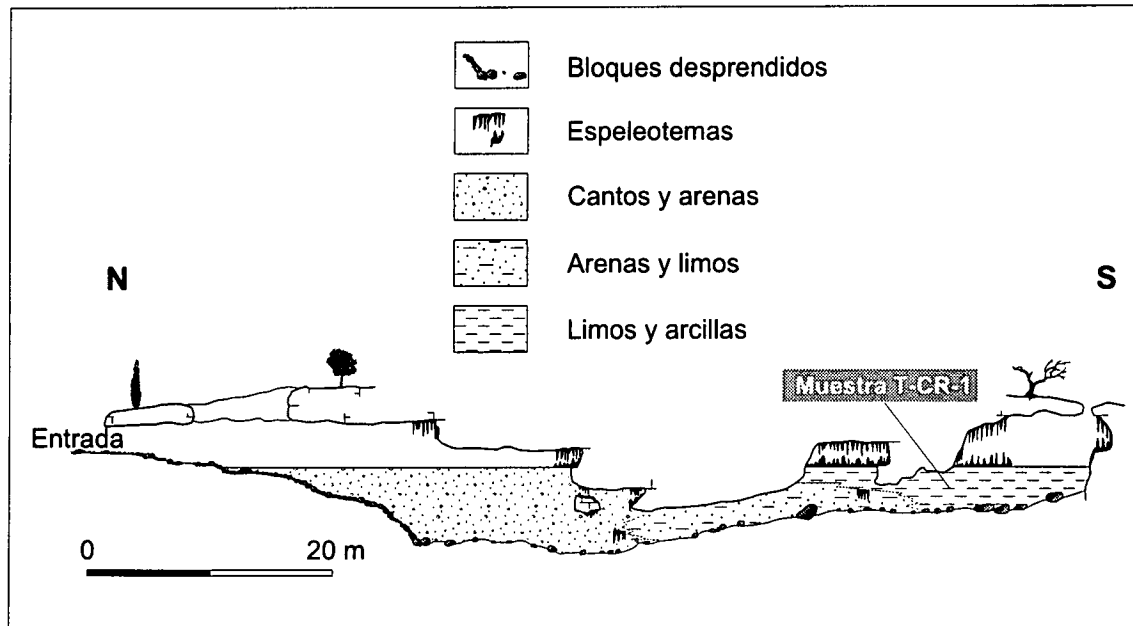


Fig. 32. Perfil esquemático de la Cueva Remigín, donde se representa el relleno sufrido por la cavidad. T-CR-1 corresponde a la muestra estudiada mediante difracción de rayos X. Topografía realizada por GET, en 1970.

Cabe destacar, por su riqueza en restos paleontológicos y arqueológicos, la Cueva de los Torrejones, situada 1 km al oeste de Tamajón. En las excavaciones llevadas a cabo durante los años 1993, 94 y 95, se prospectaron cerca de 5 m de sedimentos, llegando hasta el sustrato rocoso de la cueva. Fueron descubiertos restos de macromamíferos (*Crocota crocuta cf. spelaea*, *Ursus sp.* y otros) del Pleistoceno medio-superior, así como restos humanos e industria lítica variada (Arribas *et al.*, 1995, 1997). Recientemente también se ha descubierto en esta cueva, el esqueleto más completo de *Panthera pardus* encontrado en España (Arribas, 1997).

#### 9.2.1.4. Macizo de Muriel

El macizo kárstico de Muriel se encuentra al NO de la provincia de Guadalajara extendiéndose desde la localidad de Monasterio, al este, hasta Muriel, al oeste (Fig. 33). Está incluido en las hojas 485 (Valdepeñas de la Sierra) y 486 (Jadraque) del mapa topográfico a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional. Su longitud aproximada es de 8 km, con una anchura variable, que oscila entre 2,5 km y 200 m. Al norte de la localidad de Muriel las rocas cretácicas alcanzan un espesor superior a los 120 m (Gil, 1993), apoyándose de forma discordante sobre materiales triásicos. La Formación Arenas de Utrillas alcanza aquí un espesor de 50 m; sin embargo, hacia el este dichas facies están ausentes debido a procesos tectónicos asociados a la formación del anticlinal de Júcar. Sobre las arenas se apoyan 5 m de calizas y margas nodulares (Formación Margas de Picofrentes) y un conjunto de 15 m, en tres bancos, de calcarenitas masivas, calcarenitas con glauconita y dolomías brechoides (Formación Ciudad Encantada). Por encima, existe una alternancia de margas y dolomías con 30 m de espesor (Miembro Dolomías de Muriel), a la que siguen 46,4 m de dolomías tableadas (Formación del Embalse de la Tranquera). Hacia el sur de Muriel, sobre la formación anterior aparece un paquete de unos 35 m de dolomías masivas (Formación Dolomías de Somolinos). En el sector oriental del macizo kárstico, la serie aparece duplicada por efectos de fallas inversas (Gil, 1993).

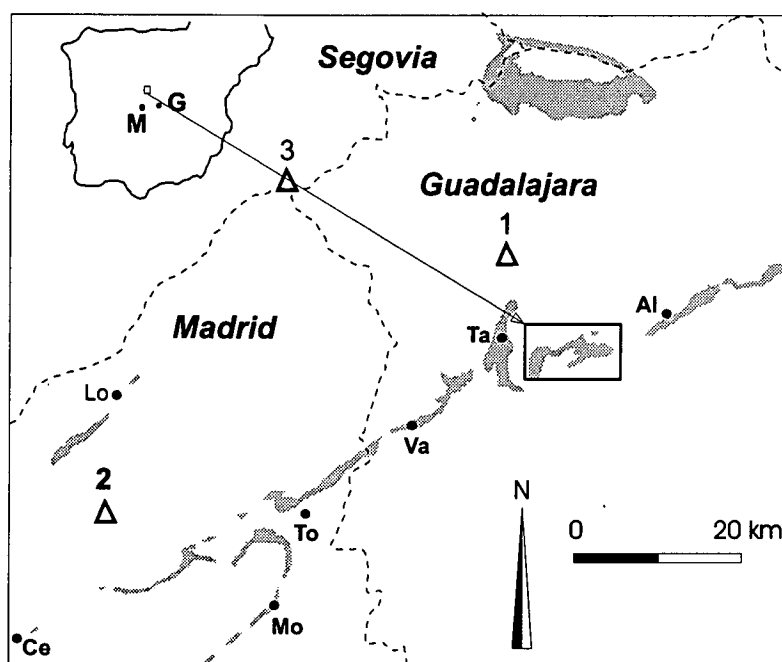


Fig. 33. Situación del macizo kárstico de Muriel en relación a los macizos kársticos situados en el sector meridional del Sistema Central. M: Madrid, G: Guadalajara, Al: Alcorlo, Ce: Cerceda, Lo: Lozoya, MO: El Molar, So: Somolinos, Ta: Tamajón, To: Torrelaguna, Va: Valdepeñas de la Sierra. 1: Pico Ocejón (2.048 m); 2: La Najarra (2.105 m); 3: Cebollera (2.129 m).

El límite noroccidental del macizo viene delimitado por un cabalgamiento (falla de Muriel), con una dirección aproximada N70°E (Sánchez Serrano, 1991). Los materiales cretácicos que se encuentran en contacto con dicha falla presentan fuertes buzamientos. Así, en las cercanías de Muriel la serie alcanza los 60°, llegando a aparecer las capas subverticales en las cercanías del cabalgamiento.

El río Sorbe a su paso por los materiales cretácicos que conforman el macizo ha labrado un valle de laderas asimétricas, cuyo desnivel en algunos puntos supera los 100 m. En dicho valle existen dos cortos tramos con morfología de cañón donde se aprecian conductos kársticos desmantelados y abrigos naturales, como el de la Peña de la Cabra y Peña del Capón. En dichos



abrigos se han encontrado restos arqueológicos pertenecientes al Paleolítico Medio (Ortego, 1979; Alcolea *et al.*, 1995b). En la actualidad el valle del río Sorbe, al sur de la localidad de Muriel, se encuentra ocupado por el embalse de Beleña, lo que ha producido que tanto el cauce del río como parte del karst se encuentren sumergidos bajo sus aguas.

Las exoformas más abundantes en el macizo kárstico de Muriel son los lapiares, siendo relativamente frecuentes los de tipo oqueroso, las *kamenitzas* y las perforaciones cilindroideas. En puntos donde el buzamiento supera los 40° aparecen formas en reguero, tanto más definidas y profundas cuanto mayor es la inclinación de los estratos. No se han encontrado, sin embargo, dolinas u otro tipo de depresiones cerradas.

### Cavidades

En el macizo kárstico de Muriel se conocen 9 cavidades (Tabla 5), cuyos desarrollos oscilan entre 590 y 7 m.

Nombre	Topografía Planta/perfil	Referencias	Desarrollo horizontal (en m)	Desnivel (en m)
Cueva del Gorgocil	si/no	e	590	
Cueva de la Vaca	si/no	e	150	-20
MU-1	no/no	a		
Cueva de José Bermejo	si/no	e	196	
Cueva de la Ladera	no/no	e		
Cueva del Picozo I	no/no	e	15	
Cueva del Picozo II	no/no	e	7	
Cueva del Congosto	si/no	j		
Cueva de las Figuras	si/si	j		

Tabla 5. Cavidades conocidas del macizo kárstico de Muriel. a: datos propios; e: Fernández y Martín (1982); j: Alberdi *et al.* (1977).

A unos 1.500 m al sur de Muriel se encuentra la Cueva del Gorgocil, la cual, con sus 590 m de desarrollo (Fernández y Martín, 1982), es la segunda cavidad más larga del borde sur del Sistema Central. La entrada de la cueva se encuentra en la orilla oeste del río Sorbe, unos 6 m sobre su cauce, lo que provoca que el acceso a la misma se encuentre sumergido bajo las aguas del embalse de Beleña buena parte del año.

La Cueva del Gorgocil se ha formado a favor de los planos de estratificación. Presenta un desarrollo en sentido ascendente, siendo la entrada el punto más bajo de la cavidad. En su interior existen galerías inclinadas hasta 62° hacia el sur, coincidiendo con el buzamiento de los estratos. Las galerías tienen una anchura métrica, aunque la mayor parte de la cueva está formada por gateras y conductos decimétricos. Sin embargo, la cavidad posee tres salas de dimensiones medias (Gran Rampa, Sala del Órgano y Sala de las Maravillas).

La Cueva del Gorgocil contiene interesantes depósitos endokársticos. La Sala de las Maravillas, situada al final de la cavidad, posee un tamaño de 12x11x9 m. En ella existe una importante acumulación de sedimentos detríticos cubriendo parte del suelo de la sala, que en

algunos lugares llega a superar 1 m de espesor. La mitad inferior de dicho depósito está constituido por arenas finas sobre las que descansa medio metro de arcillas de decantación. Depósitos similares pueden encontrarse también en otros puntos de la cueva, aunque en menor cantidad. Los espeleotemas son relativamente abundantes, especialmente en los puntos topográficamente más altos de la cueva. La Sala del Órgano es un ensanchamiento circular de la galería, de unos 7 m de diámetro, donde existe una gran columna estalagmítica situada en un lateral. Esta columna, con una altura de 6 m, está acompañada por abundantes estalactitas, estalagmitas y coladas. En la sala es posible reconocer al menos tres generaciones diferentes de espeleotemas. La primera, y más antigua, está constituida por estalagmitas y estalactitas de tamaño centimétrico (muestras GOR-1 y GOR-2), cubiertas a su vez por una colada perteneciente a una segunda generación. Sobre dicha colada se han formado nuevos espeleotemas.

Los resultados de las dataciones efectuadas sobre los espeleotemas de la Cueva del Gorgocil se incluyen en el apartado 12.3.1.

### 9.2.1.5. Macizo de Somolinos

El macizo kárstico de Somolinos está situado entre las provincias de Guadalajara, Segovia y Soria (Fig. 34). Se encuentra incluido en las hojas 432 (Riaza) y 433 (Atienza) del mapa topográfico a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional, y comprende parte de los términos municipales de Albendiego, Cantalojas, Campisábalos, Condemios de Abajo, Condemios de Arriba, Galve de Sorbe, Grado de Pico, Hijes, Montejo de Tiermes, Retortillo de Soria, Somolinos, Villacadima y Ujados. Con una superficie superior a 120 km<sup>2</sup>, es el karst más extenso de los existentes en el borde sur del Sistema Central. Además, es el macizo situado a mayor altitud de los estudiados en ambos bordes del Sistema Central, con altitudes que alcanzan en el vértice Sima los 1.542 m.

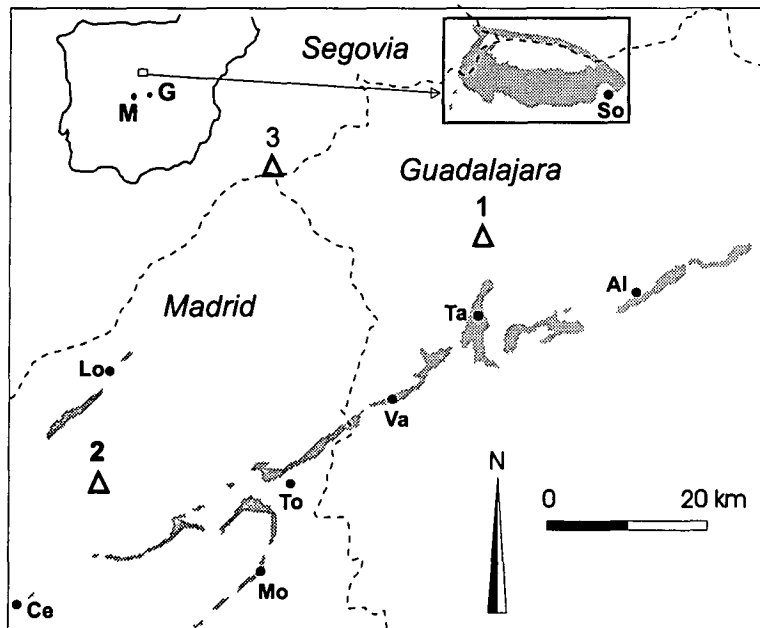


Fig. 34. Situación del karst de Somolinos en relación a los macizos kársticos situados en el sector meridional del Sistema Central. M: Madrid, G: Guadalajara, Al: Alcorlo, Ce: Cerceda, Lo: Lozoya, Mo: El Molar, So: Somolinos, Ta: Tamajón, To: Torrelaguna, Va: Valdepeñas de la Sierra, 1: Pico Ocejón (2.048 m); 2: La Najarra (2.105 m); 3: Cebollera (2.129 m).

Desde el punto de vista geológico, el área de Somolinos es considerada como zona de intersección de la Cordillera Ibérica con el Sistema Central (Alonso y Vilas, 1976). Los materiales cretácicos que conforman el macizo kárstico limitan al norte con rocas triásicas y jurásicas mediante un importante cabalgamiento (falla de Somolinos). Hacia el sur se apoyan, mediante contacto mecánico, sobre el zócalo paleozoico del Sistema Central o sobre materiales triásicos. El espesor de las rocas carbonatadas cretácicas es de unos 250 m (Gabaldón y Ruíz Reig, 1982). La serie se apoya sobre arenas y arcillas en Facies Utrillas, sobre las que aparecen 60-80 m de calizas nodulosas, margas, calizas arenosas y areniscas calcáreas, 75 m de dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas en bancos de 0,3-0,5 m y finalizando con 115 m de dolomías sacaroideas (Gabaldón y Ruíz Reig, 1982).

Los valores de precipitación en el macizo de Somolinos son sensiblemente más altos que en el resto de los macizos kársticos estudiados en ambos bordes del Sistema Central, pero la diferencia altitudinal en torno a 300-400 m justificaría esta diferencia (ver apartado 5.2.). Existe una tendencia a la disminución de oeste a este. Los valores de precipitación media anual, obtenidos por Elías y Ruíz Beltrán (1981), para el periodo 1960-1975 son: 847,3 mm para Cantalojas; 807,4 mm para Condemios de Arriba y 618,9 mm para Somolinos. Otros datos calculados para el periodo 1941-1970 ofrecen valores de 713 mm para la localidad de Condemios de Arriba (Almarza Mata, 1984).

Los valores relativamente altos de precipitaciones en la zona tienen como consecuencia la existencia de múltiples manantiales y fuentes que drenan el macizo de Somolinos. Estos se reparten en los bordes del karst y comparativamente son más abundantes, tanto en número como en caudal, que en el resto de los macizos kársticos estudiados. Las fuentes se sitúan a altitudes similares, entre las cotas 1.295 y 1.280 m. Es el caso de Fuente Santito, situada al SE de la localidad de Grado de Pico, que con un caudal de 5-8 l/s alimenta el río Aguijejo.

Al N de la localidad de Somolinos y con un caudal de 30-40 l/s, se localiza la mayor surgencia de todo el macizo kárstico. Este manantial alimenta el río del Manadero, cuyas aguas forman una laguna de 275 m de longitud y 87 m de anchura máxima. La existencia de una barrera travertínica, de unos 8-10 m de altura, permite el embalsamiento del agua de la laguna. Dicha barrera forma una primera plataforma situada a una altura de 1.272 m s.n.m. (muestra SO-3). Aguas arriba de la misma, existe otra plataforma travertínica (muestra SO-2), situada a una cota de 1.280 m (Fig. 35), sobre la que circula el río del Manadero antes de precipitarse por una cascada de unos 6-8 m a la laguna (muestra SO-1).

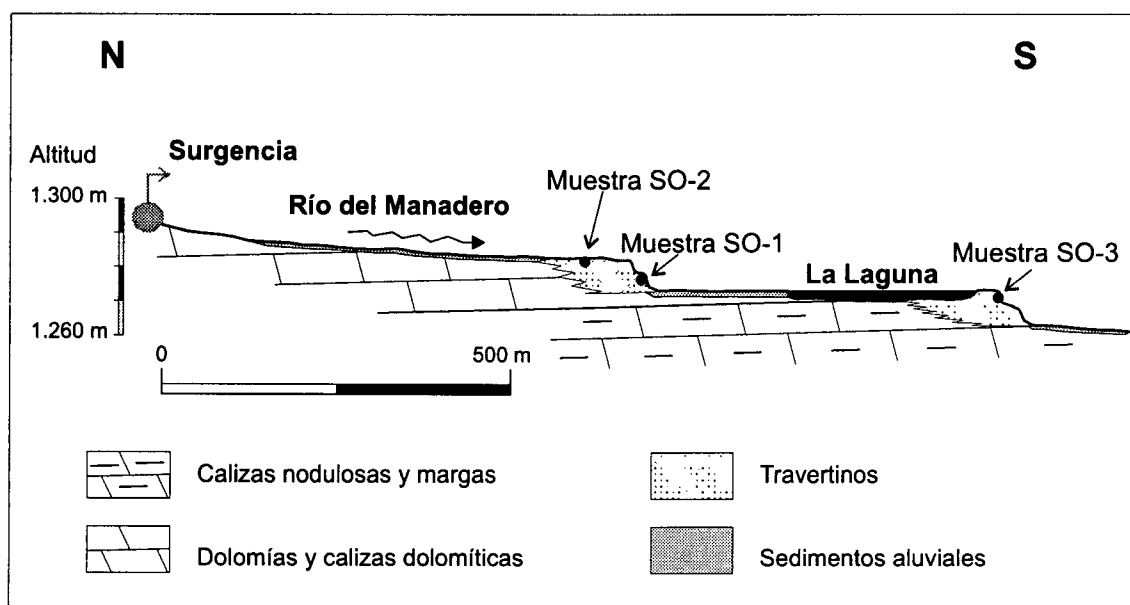


Fig. 35. Esquema de las barreras travertínicas formadas en el cauce del río del Manadero al norte de la localidad de Somolinos y localización de las muestras tomadas.

### Geomorfología exokárstica

En el macizo de Somolinos existen varios cañones que poseen alturas superiores a los 60 m, como es el caso del barranco del Tejo, barranco del Aguila, arroyo del Portillo, o el arroyo de Valquiciosa. En ocasiones los cauces de estos cañones aparecen salpicados de marmitas de gigante de tamaño métrico y cascadas que llegan a superar los 5 m de altura. También son comunes las viseras y abrigo bajo los escarpes dolomíticos, así como los grandes bloques de tamaño decamétrico desprendidos de las paredes. Otro elemento relativamente abundante son los relieves residuales en forma de agujas o pináculos separados de las paredes del cañón, que llegan a alcanzar hasta 6 m de altura.

En las zonas altas del macizo, donde la roca ha quedado al descubierto, existen relieves ruiformes y lapiaces cuya extensión llega a superar el centenar de metros cuadrados. Estos últimos presentan perforaciones cilindroideas y *kamenitzas*; a veces aparecen tapizados de

gelifractos, como en el caso del lapiaz existente en el Pico de Grado, situado a una cota de 1.517 m, o en el de la Muela a 1.499 m. En los lapiaces se han desarrollado acanaladuras horizontales, de hasta 30 cm de profundidad, ensanchadas por la disolución y desarrolladas de forma ortogonal a favor de las discontinuidades existentes.

### **Geomorfología endokárstica**

Las cavidades en el macizo de Somolinos son relativamente escasas, estando la mayor parte de ellas concentradas en las paredes de los cañones. En estos lugares la incisión fluvial ha permitido el desmantelamiento de las redes de conductos kársticos dejando al descubierto restos de antiguos conductos freáticos. Existen inventariadas en el macizo un total de 7 cavidades (Tabla 6), cuyos desarrollos horizontales no sobrepasan los 30 m (Fernández y Martín, 1982). Algunas de estas cuevas presentan espeleotemas, fundamentalmente estalagmitas de tamaño centimétrico, y sus galerías aparecen parcialmente colmatadas por sedimentos arcillosos con espesores que en ocasiones superan el metro de espesor.

Nombre	Topografía Planta/perfil	Referencias	Desarrollo horizontal (en m)	Desnivel (en m)
Cueva del Agua	no/no	e		
Sima de Villacadima	si/no	e	30	-17
Sima de Campisábalos	no/si	e		-25
Cueva de la Paja	no/no	e		
Cueva de los Llanos	si/si	e	30	-7
Cueva del Aceite	no/no	e		
Cueva la Taina	no/no	e		

Tabla 6. Cavidades conocidas del macizo kárstico de Somolinos. e: Fernández y Martín (1982).

La Sima de Villacadima, situada en el valle del arroyo del mismo nombre, es una cavidad constituida por una amplia sala de 25x12x10 m. El acceso a la misma se realiza mediante una torca de hundimiento de 2 m de diámetro. La cueva no presenta galerías ya que éstas están cegadas por bloques de tamaño métrico, fruto de los desprendimientos del techo y por depósitos detríticos, principalmente arenas y arcillas, que cubren por completo el suelo de la sala.

### 9.2.1.6. Macizo de Lozoya

El macizo kárstico de Lozoya está situado al norte de la provincia de Madrid (Fig. 36). Se encuentra incluido en las hojas 483 (Segovia) y 484 (Buitrago de Lozoya) del mapa topográfico a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional, y comprende parte de los términos municipales de Alameda del Valle, Lozoya, Pinilla del Valle y Rascafría. El macizo se encuentra situado en la fosa del Lozoya. Esta depresión tectónica se extiende unos 20 km, según la dirección NE-SO, y sus bordes vienen marcados por cabalgamientos alpinos (Goicoechea *et al.*, 1991).

La extensión de los materiales sedimentarios en la fosa del Lozoya, constituidos por rocas cretácicas, terciarias y cuaternarias, es de unos 37 km<sup>2</sup> (López Vera, 1985). De ellos, apenas 8 km<sup>2</sup> corresponden a afloramientos de rocas carbonatadas. Puede, por lo tanto, considerarse el macizo de Lozoya como un karst cubierto. El espesor de los materiales cretácicos, en las proximidades de la localidad de Lozoya, es de unos 150 m (Bellido Mulas y Rodríguez Fernández, 1991). Según estos autores la serie comienza con un tramo de unos 60 m de arenas y arcillas (Facies Utrillas), seguidos por 20 m de dolomías tableadas (Dolomías tableadas Caballar), sobre el que se apoyan areniscas con cemento dolomítico, para finalizar con dolomías y areniscas con cemento dolomítico (Dolomías de Montejo).

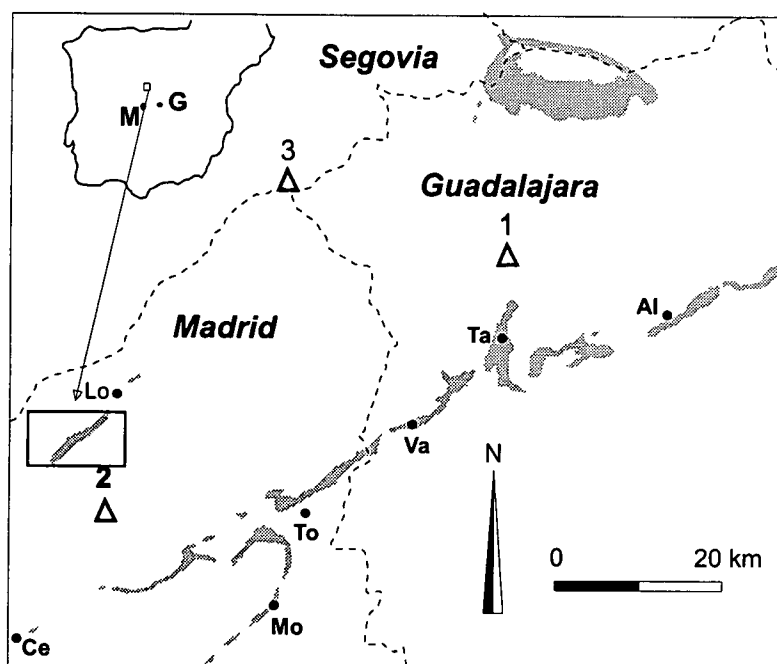


Fig. 36. Situación del karst de Lozoya en relación a los macizos kársticos situados en el sector meridional del Sistema Central. M: Madrid, G: Guadalajara, Al: Alcorlo, Ce: Cerceda, Lo: Lozoya, Mo: El Molar, So: Somolinos, Ta: Tamajón, To: Torrelaguna, Va: Valdepeñas de la Sierra. 1: Pico Ocejón (2.048 m); 2: La Najarra (2.105 m); 3: Cebollera (2.129 m).

El macizo kárstico posee cuatro surgencias que drenan sus aguas hacia el río Lozoya. Las primeras descripciones sobre las características hidrogeológicas del mismo se deben a Corchón (1976), quien analiza dos puntos de agua en este sector. Los manantiales kársticos más importantes son la Fuente del Molino de las Briscas y la Fuente de Batanes, con un caudal entre 20 y 30 l/s (González Yélamos, 1991), situadas junto a Rascafría. En las proximidades de la localidad de Lozoya se encuentran el manantial del Prado de las Heras (5 l/s) y la Fuente de Hernando (1,5-5 l/s), actualmente cubierta por el embalse de Pinilla (González Yélamos, 1991). Para este autor, se trata de un acuífero libre conectado con los materiales terciarios y cuaternarios, cuya recarga se origina mediante la infiltración del agua de lluvia, las pérdidas en

los materiales cretácicos de los arroyos procedentes de la sierra, y por alimentación directa de las aguas del embalse de Pinilla.

En la zona se han realizado diversos mapas geomorfológicos a escala 1:50.000 (Sanz Herráiz, 1988; Bellido Mulas y Rodríguez Fernández, 1991) que incluyen el macizo kárstico de Lozoya. En ellos se cita la existencia de dolinas en las proximidades de Rascafría. Por nuestra parte, hemos podido identificar un total de 22 depresiones cerradas, de bordes suaves, cuyos tamaños pueden alcanzar los 4 m de diámetro. Estas se han desarrollado sobre materiales cuaternarios como consecuencia de la disolución de las calizas subyacentes. Al tratarse de un karst prácticamente cubierto no se han reconocido lapiazes u otras formas exokársticas dignas de mención.

En el macizo únicamente existen inventariadas 4 cavidades de las que no existen prácticamente datos (Fernández, 1993). De ellas destaca la Cueva de Cabo del Río, con un desarrollo de 257 m y una profundidad de -17 m (Sánchez *et al.*, 1986). Esta cavidad se sitúa a pocos metros sobre el embalse de Pinilla, por lo que las galerías más bajas de la misma se encuentran inundadas permanentemente. La cueva presenta una sala de acceso de amplias dimensiones (34x24x6 m) que ha sido utilizada como redil. Debido al alto grado de antropización de la cavidad no se han localizado depósitos endokársticos de interés. También existen abrigos y viseras en alguno de los cuales se han encontrado interesantes restos cuaternarios de mamíferos (Alfárez *et al.*, 1985; Toni y Molero, 1990), así como restos humanos anteneandertales (Alfárez *et al.*, 1982, 1992).

### 9.2.2. Macizos kársticos del borde norte del Sistema Central

Los macizos kársticos situados en el borde norte del Sistema Central forman una banda discontinua de unos 112 km de longitud, incluida en su totalidad en la provincia de Segovia. Estos presentan una orientación NE-SO paralela a la línea de cumbres de las sierras de Guadarrama y Somosierra (Fig. 4), extendiéndose desde Montejo de la Vega de la Serrezuela, al NE, hasta Villacastín, al SO. Dichos macizos están constituidos por materiales carbonatados, principalmente dolomías y calizas, de edad cretácica (Turonense-Campaniense), cuyo espesor llega a superar 400 m (Alonso, 1981). La extensión de los materiales karstificables en el borde norte es mayor que en el borde meridional del Sistema Central, pudiendo superar en ocasiones los 100 km<sup>2</sup>, como es el caso de los macizos donde se abren el cañón del río Duratón o el cañón del río Riaza.

#### 9.2.2.1. Macizo kárstico de Prádena

El macizo kárstico de Prádena está situado unos 50 km al NE de la ciudad de Segovia, encontrándose incluido en las hojas 458 (Prádena) y 431 (Sepúlveda) del mapa topográfico a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional. Comprende parte de los términos municipales de Gallegos, Matabuena, Arcones, Prádena, Casla y Sigueruelo. Con una extensión de 35 km<sup>2</sup>, posee un interesante endokarst con 32 cavidades conocidas, de las cuales en tres los desarrollos superan los 1.000 m (Cueva de los Enebralejos, Cueva Pepón y Cueva del Jaspe).

En el área de Prádena se han realizado diversos trabajos relativos al karst, donde se describe su geomorfología y su relación con la estructura geológica (Moreno Sanz, 1980, 1989) o la red hidrográfica (Gutiérrez, 1998a). Existen también estudios relativos al endokarst, que describen la Cueva de los Enebralejos (Gutiérrez, 1998b; Bielsa y Gutiérrez, 1999). Esta cavidad, debido a su interés, ha sido objeto de otros trabajos relacionados con la descripción de sus rellenos detríticos (Moreno Sanz y Sanz Donaire, 1979), la fracturación en el endokarst (Barea et al., 1999) o el yacimiento arqueológico que contiene (Municio y Piñón, 1990; Municio, 1999). En la zona también se han llevado a cabo trabajos de catalogación y topografía de cavidades (Fernández, 1979; Herrero, 1982; Gutiérrez y Bielsa, 1994).

##### 9.2.2.1.1. Litoestratigrafía y estructura geológica

El espesor de los materiales cretácicos que conforman el macizo kárstico de Prádena es de unos 210 m en las proximidades de Casla (Alonso, 1981; Bellido y Rodríguez Fernández, 1991b). Estos se apoyan de manera discordante sobre las rocas paleozoicas del zócalo, constituido aquí por gneises glandulares y leucogneises. La serie cretácica comienza con arenas, arcillas y gravas de la Formación Utrillas, de 75 m de espesor. Siguen 19,5 m de dolomías tableadas pertenecientes a la Formación Dolomías Tableadas Caballar, sobre las que se encuentran 37,5 m de calcarenitas con cemento dolomítico (Arenas Dolomíticas de Hontoria) y a continuación un banco masivo de dolomías con 55 m de espesor (Dolomías de Montejo). La serie cretácica finaliza con 18 m de dolomías brechoides y margas pertenecientes a la Formación Dolomías del Valle de Tabladillo (Bellido y Rodríguez Fernández, 1991b).

El macizo kárstico de Prádena presenta una estructura general de tipo monoclinual con buzamientos inferiores a 18°, generalmente hacia el SE. El límite SE del macizo viene marcado por una falla inversa, de dirección NE-SO (Fig. 37) que levanta uno de los bloques principales del Sistema Central (bloque Somosierra-Peñalara). Otros aspectos relacionados con la estructura geológica del macizo y la fracturación son abordados más adelante (ver apartado 11).



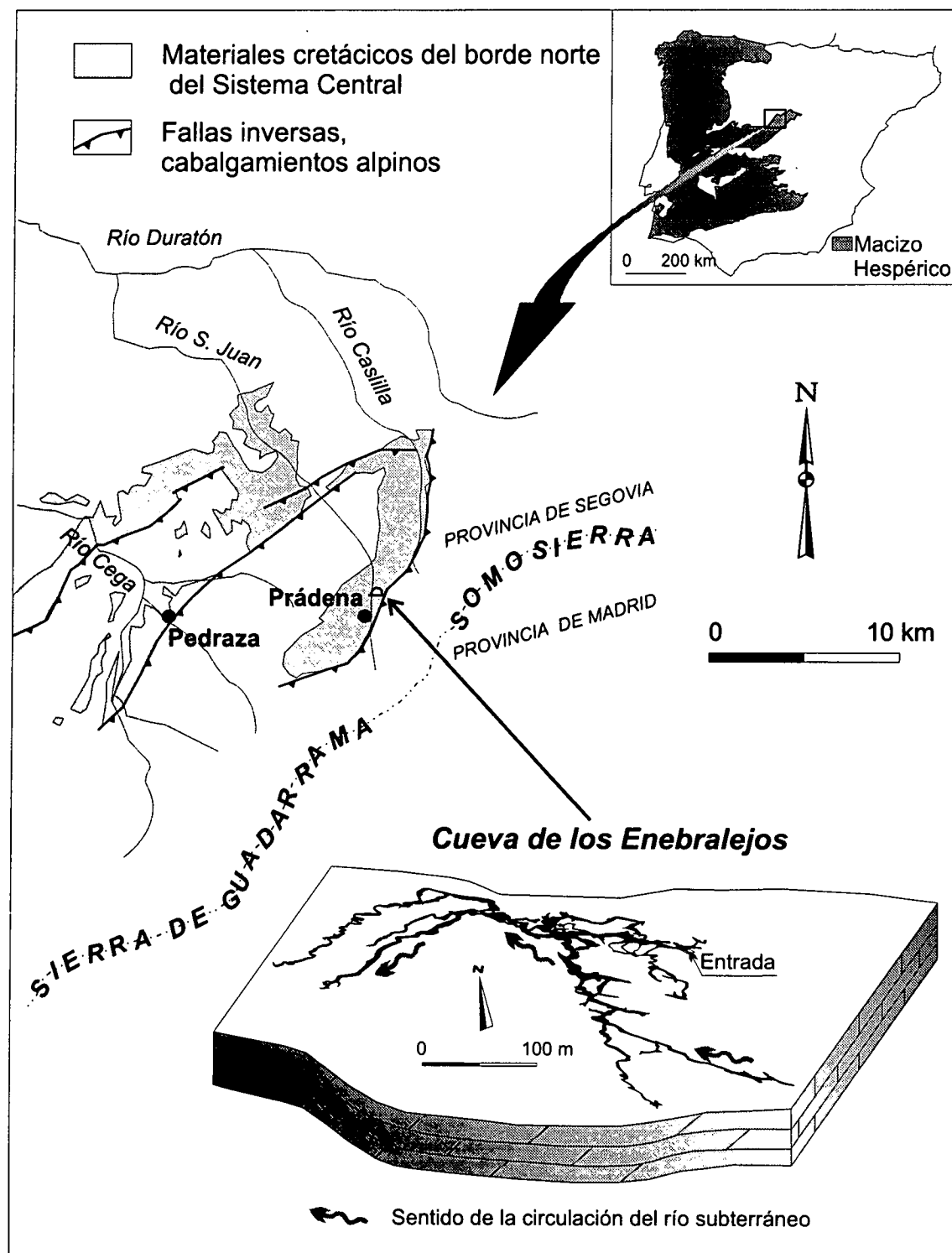


Fig. 37. Situación del macizo kárstico de Prádena y de la Cueva de los Enebralejos.

#### 9.2.2.2.2. Geomorfología exokárstica

Las formas exokársticas son escasas y aparecen muy dispersas en el macizo de Prádena. Ello es debido a que el karst se encuentra en gran parte cubierto por suelos y a la intensa modificación antrópica que ha sufrido el terreno como consecuencia del aprovechamiento agrícola y ganadero de la zona.

Los lapiares están poco desarrollados en el macizo y aparecen preferentemente asociados a los niveles superiores de la serie estratigráfica, de composición dolomítica. Presentan formas oquerosas, con perforaciones cilindroideas y *kamenitzas* de hasta 24 cm de diámetro, siendo prácticamente inexistentes los regueros. La génesis de estos lapiares debe asociarse a una formación bajo cobertera edáfica, por lo que su observación se limita a los escasos afloramientos rocosos existentes en el área. En los escarpes verticales expuestos a los agentes atmosféricos, es relativamente frecuente encontrar formas de erosión como *taffonis* o alveolos.

Al sur de Arcones, próximo al contacto con los materiales paleozoicos, existe un conjunto de más de 20 dolinas. Poseen formas redondeadas y bordes suaves, diámetros que varían entre 1 y 15 m, y profundidades que pueden alcanzar los 6 m. Las dolinas de mayor tamaño tienen el fondo plano y cubierto de cantos de gneis de tamaño decimétrico, y presentan huellas de inundaciones esporádicas. La formación de estas depresiones debe estar asociada a procesos de disolución y/o colapsos producidos a escasa profundidad, como consecuencia de la infiltración de las aguas procedentes de la sierra al entrar en contacto con los materiales carbonatados del macizo de Prádena.

La incisión fluvial ha dado lugar a la formación de cañones que cortan en dirección N-S el macizo kárstico de Prádena. El más importante de ellos es el del río Casilla, al norte de la población de Casla, con una profundidad entre 30 y 35 m. En las paredes del mismo se encuentran cavidades que debieron pertenecer a una red de conductos kársticos, actualmente desmantelada por el encajamiento del río, así como viseras bajo los escarpes que han formado abrigos naturales. En ocasiones, estos abrigos han evolucionado dando lugar a desprendimientos y caídas de bloques a favor de las laderas del cañón, con tamaños que pueden alcanzar los 8 m.

En otros lugares del macizo de Prádena existen valles poco profundos, entre 10 y 15 m, de fondo plano y muy retocados por usos agrícolas. Estos se sitúan dentro del macizo kárstico en las cabeceras de los ríos Casilla y San Juan, así como del arroyo de la Calzada. Los valles son alimentados en ciertos lugares por aguas subterráneas a través de varias surgencias kársticas, así como de forma difusa al encontrarse el nivel freático próximo al fondo de sus cauces. En la actualidad, la mayor parte de estos valles se encuentran desconectados de la red fluvial funcional, siendo hidrológicamente inactivos. Algunos están asociados a la surgencia de aguas subterráneas en el interior del propio macizo kárstico y, en ocasiones, presentan la pérdida del agua en sumideros, como ocurre con la Cueva del Jaspe.

#### 9.2.2.2.3. Geomorfología endokárstica

En el macizo kárstico de Prádena se conocen 32 cavidades con desarrollo explorado superior a los 7.400 m, las más importantes de las cuales quedan recogidas en la Tabla 7. Estas presentan desarrollos que van desde los 40 m de la Cueva de la Gasolinera, hasta los 3.670 m de la Cueva de los Enebralejos. Por lo general, se trata de cavidades horizontales, con desniveles que no sobrepasan los 16 m. Algunas de ellas conservan circulación de agua en forma de pequeños ríos subterráneos, como es el caso de la Cueva de los Enebralejos, la Cueva Pepón y la Cueva del Jaspe. Esta última funciona actualmente como sumidero activo del arroyo de los Pollares o de Carromingo.

Nombre	Topografía Planta/perfil	Referencias	Desarrollo horizontal (en m)	Desnivel (en m)
Cueva de los Enebralejos	si/no	k-l	3.670	-13
Cueva del Jaspe	si/si	k-l	1.253	-15,5
Cueva Nueva	si/no	k	428	-15
Cueva de los Chorrillos	si/no	k	75	
Cueva de las Grajas	si/no	k		
Cueva de la Plaza	si/no	k	65	
Segunda Surgencia	si/no	k		
Cueva de la Gasolinera	si/no	k	40	
Cueva de las Mesillas	si/no	l	391	-8
Cueva Pepón	si/no	l	1.563	-16

Tabla 7. Cavidades conocidas en el macizo kárstico de Prádena. k: Herrero (1982); l: Gutiérrez y Bielsa (1994).

### ***Cueva de los Enebralejos***

La Cueva de los Enebralejos se sitúa un kilómetro al NE del pueblo de Prádena. Con sus 3.670 m de longitud, es la mayor cavidad conocida del borde norte del Sistema Central. Utilizada durante el Calcolítico como necrópolis de inhumación colectiva (Municio y Piñón, 1990), fue redescubierta en el año 1932 durante las tareas de perforación de un pozo. En los años 80, el Ayuntamiento de Prádena habilitó otra entrada y cerró la cueva, con el fin de evitar las visitas incontroladas y el expolio sistemático que ésta sufría desde su descubrimiento. A partir de 1995 la cueva pasa a ser controlada por la Junta de Castilla y León, pudiéndose realizar visitas turísticas a lo largo de 200 m de galerías habilitadas.

Las primeras exploraciones espeleológicas realizadas en la Cueva de los Enebralejos datan de los años 60. La Escuela Técnica de Píritos Topógrafos de Madrid levantó un primer plano de ésta, siendo revisado en 1977 por la Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica en Topografía de Madrid, reflejando un desarrollo de la cavidad de 1.252 m (Moreno Sanz, 1989). Con posterioridad, el grupo SEII elaboró una nueva topografía, de la que resultaron 2.560 m (Herrero, 1982). En 1983 y 1984 el grupo TALPA, tras una desobstrucción, exploró nuevos sectores de la cueva y levantó una topografía actualizada con 3.670 m de desarrollo horizontal y 13 m de desnivel (Gutiérrez y Bielsa, 1994).

Existen diversos trabajos centrados en la Cueva de los Enebralejos que abordan aspectos arqueológicos (Municio y Piñón, 1990; Municio, 1999), estudio de la fracturación (Barea *et al.*, 1999), de los rellenos detríticos (Moreno Sanz y Sanz Donaire, 1979) y de formación de la cavidad (Gutiérrez, 1999).

La cavidad se ha formada a favor de una estructura sinforme muy suave de carácter local, con buzamientos de los flancos inferiores a 9°, lo que ha producido una migración de sus galerías hacia la zona de charnela (Fig. 37). La cueva debió formar parte de una red más amplia de conductos kársticos, que quedaron desmantelados e individualizados por los agentes erosivos tras el encajamiento de la red fluvial. En la actualidad otras cavidades cercanas como la Cueva de Chorrillos, la Cueva de la Gasolinera, la Cueva de las Grajas y la Cueva de la Plaza (Herrero, 1982) forman parte de esta antigua red desmantelada.

La Cueva de los Enebralejos, a pesar de presentar un desnivel total de sólo 13 m, está estructurada en tres pisos: galerías altas, medias y bajas o del río (Fig. 38). La diferencia de cota entre ellas oscila entre 3 y 4 m, según nos encontremos río arriba o río abajo, respectivamente. En un estudio de la cueva (Moreno Sanz, 1989), se atribuye este escalonamiento de las galerías a cuatro fases diferentes de encajamiento, pero sin precisar su edad.

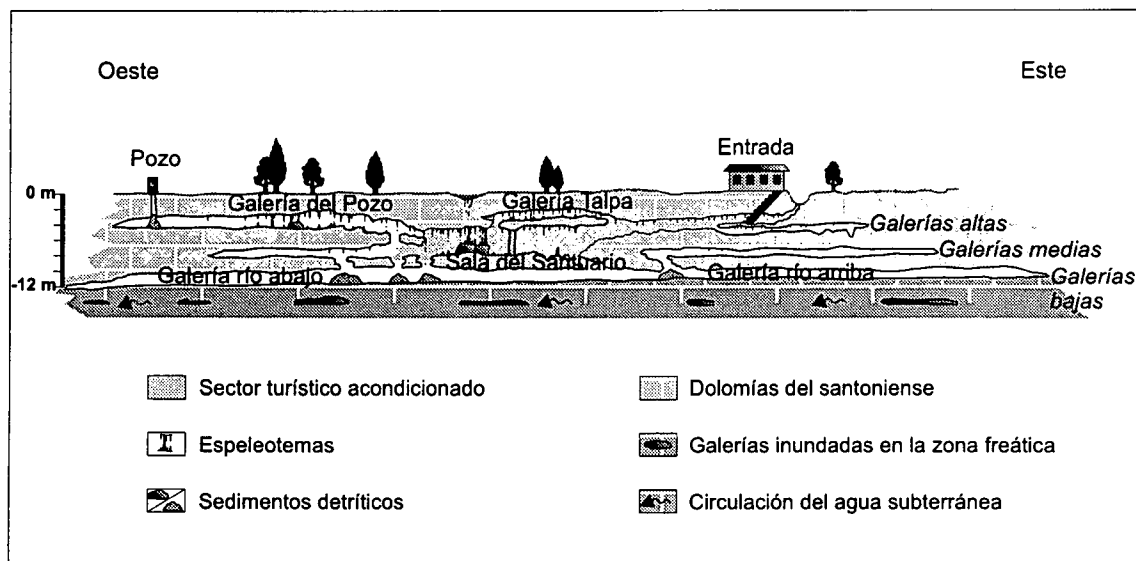


Fig. 38. Perfil esquemático de la Cueva de los Enebralejos (sin escala horizontal). Se aprecian los tres pisos o niveles en que está estructurada la cavidad.

En general, la morfología de las galerías de la Cueva de los Enebralejos es mixta, con conductos formados en régimen freático que han evolucionado a vadosos. Son frecuentes los canales de bóveda, sobre todo en las galerías altas y en las bajas. En estas últimas son también abundantes los *pendants*.

#### *Galerías altas*

El tamaño medio de las galerías altas no supera los 3 m de ancho, con alturas que en ocasiones llegan a alcanzar 5 m. Su morfología es predominantemente meandriforme, con cambios bruscos de dirección y recodos, lo que ha permitido la acumulación y conservación de abundantes depósitos endokársticos. Así se han formado depósitos detríticos, en forma de terrazas, protegidos en huecos de paredes y techo. También abundan los rellenos químicos, con espeleotemas de tamaño métrico (columnas, coladas y otros).

#### *Galerías medias*

Estas galerías son las menos representadas y las de menor extensión conocida, unas veces por no ser accesibles y otras porque han evolucionado a partir de las altas y se encuentran unidas a éstas. Es el caso del sector turístico, donde la intersección de ambos niveles ha generado salas con dimensiones considerables (Sala del Santuario, 35x12x6 m). Estas galerías se encuentran parcialmente colmatadas por sedimentos detríticos, con espesores que pueden superar un metro (Galería del Parto). Los espeleotemas son menos abundantes y de menor tamaño que en las galerías altas (estalactitas fistulosas y coladas estalagmíticas).

### *Galerías bajas o del río*

Por ellas circula, en épocas de lluvias importantes, un río subterráneo cuyas aguas proceden fundamentalmente de la infiltración que sufre el arroyo de las Chozas al sur de la cavidad. Este hecho se ha comprobado mediante coloración realizada en el año 1983 por el grupo espeleológico TALPA (Gutiérrez y Bielsa, 1994). Un aforo efectuado en la cueva, en el mes de mayo de 1979, dió como resultado un caudal de 7,5 l/s (Moreno Sanz y Sanz Donaire, 1979). Sin embargo, el nivel de agua en la cavidad debió alcanzar valores superiores en el pasado, como lo demuestran las huellas de antiguas avenidas conservadas en forma de marcas horizontales en las paredes, en la Galería del río a 2 m de altura sobre el cauce actual. De esta manera Moreno Sanz (1989) estima caudales entre 500 y 1.000 l/s. Tales caudales debieron producirse fundamentalmente en épocas de deshielo primaveral y anteriormente a la modificación antrópica del cauce del arroyo de las Chozas (Moreno Sanz, 1989).

El tamaño medio de la Galería del río aguas arriba es más reducido (2x1 m) que aguas abajo (3x2 m). En las galerías aguas abajo encontramos abundantes depósitos de materiales detríticos que llegan a superar un metro de espesor. Estos depósitos se encuentran cubiertos, en ocasiones, por coladas estalagmíticas. Sobre ellas aparecen arcillas y lodos que cubren las partes bajas de la galería y que corresponden a avenidas relativamente recientes. Es frecuente encontrar en estos depósitos huellas de retracción (*mud cracks*).

### *Otras cavidades*

Como ya se ha indicado, además de la Cueva de los Enebralejos existen en el karst de Prádena otras interesantes cavidades (Tabla 7), entre las que destacan la Cueva del Jaspe, situada al suroeste de Prádena y la Cueva Pepón, situada al este de Arcones.

La Cueva del Jaspe (Fig. 39) funciona en la actualidad como pérdida activa del arroyo de Carromingo y por ella llegan a sumirse caudales superiores a 1 m<sup>3</sup>/s (Moreno Sanz, 1989). Esta cavidad se descubrió a principio de los años 60 tras abrirse su boca actual por el efecto de una fuerte tormenta, y después de varios años de exploración el desarrollo conocido de la misma alcanza 1.253 m, con una profundidad máxima de 15,5 m (Gutiérrez y Bielsa, 1994). El acceso a la cueva se realiza a través de un pozo de 6 m formado a favor de una diaclasa, ensanchada por disolución, de 60 cm de anchura. En su base una serie de galerías de tamaño medio (2x2 m) conduce, tras varios centenares de metros, a un sifón terminal alimentado por las aguas que penetran en la cavidad.

En la Cueva del Jaspe pueden diferenciarse dos niveles de galerías: uno inferior de morfología vadosa, por donde circula el río subterráneo, cuya sección tiene un tamaño medio de 4x3 m; y un nivel alto, de dimensiones más reducidas, parcialmente colmatado por sedimentos detríticos. La galería principal de la cueva es relativamente rectilínea. El lecho y las paredes de la misma presentan numerosos *golpes de gubia* y bloques dispersos de origen alóctono. Esta galería va progresivamente reduciendo su sección hasta alcanzar, cerca del sifón terminal, un tamaño medio de 1x1 m. La cavidad presenta un marcado control estructural, pudiendo observarse como muchas galerías se han desarrollado a favor de discontinuidades de las diferentes familias existentes en el macizo. Estas discontinuidades pueden observarse tanto en el suelo como en el techo de los conductos subterráneos.

La Cueva Pepón tiene un desarrollo de 1.563 m y una profundidad de 16 m (Gutiérrez y Bielsa, 1994), siendo por lo tanto la de mayor desnivel de la zona. La entrada a la cavidad se efectúa a través de un pozo de 6 m que conecta con una rampa inclinada 35°, que conduce hasta un río subterráneo. Este río recorre la práctica totalidad de la cueva y es alimentado por la

infiltración, a través de varios sumideros situados en la dehesa de Arcones, de las aguas que proceden de la sierra. Tras varios centenares de metros de circulación subterránea, se ha comprobado mediante coloración efectuada en el año 1992, que estas aguas resurgen en la Fuente del Molino al oeste de Prádena (Gutiérrez y Bielsa, 1994). La morfología general de las galerías de la Cueva Pepón es de tipo vadoso, con un tamaño que rara vez supera un metro de altura. Estas, además, se encuentran casi todo el año ocupadas por el agua, lo que dificulta en gran medida las visitas a la cavidad.

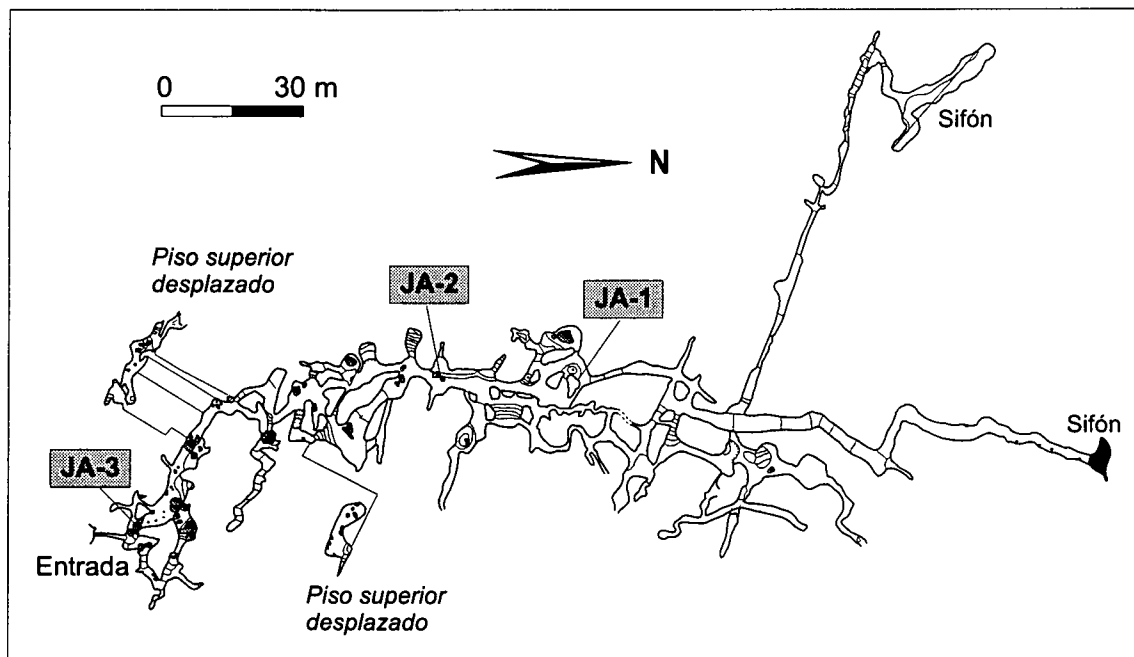


Fig. 39. Topografía en planta de la Cueva del Jaspe, realizada por el grupo TALPA en 1984. Su desarrollo es 1.253 m y la profundidad 15,5 m. Las siglas JA-1, JA-2 y JA-3 corresponden a las muestras tomadas en la cavidad.

### Depósitos

La Cueva de los Enebralejos posee abundantes rellenos, tanto detríticos como químicos, formando en ocasiones terrazas endokársticas selladas por espeleotemas. La distribución de los depósitos y muestras estudiados en este trabajo se indica en las figuras 40 y 41. Sobre dichos depósitos se han realizado análisis mineralógicos mediante difracción de RX y dataciones (Th/U). Los resultados de los mismos se incluyen en los apartados 12.1. y 12.3.1., respectivamente.

Las galerías bajas poseen los mejores ejemplos de terrazas endokársticas de toda la cueva. Las características sedimentológicas de éstas terrazas varían ligeramente dependiendo del lugar donde se sitúan. En los márgenes cóncavos de estas galerías son relativamente más abundantes los depósitos de gravas, mientras que en los convexos predominan los materiales más finos. El corte A (Figs. 40 y 41) se ha realizado en una de estas terrazas. Su espesor es de aproximadamente 1 m y de base a techo está formada por:

- 35 cm de gravas con matriz arenosa grosera. Los cantos alcanzan un tamaño máximo de 2,8 cm y están formados por fragmentos angulosos de gneis (muestra EN-8).

- 65 cm de arcillas oscuras muy plásticas. La mitad inferior del paquete presenta laminación paralela y esporádicamente pasadas milimétricas (3 mm) de arenas finas (muestra EN-9).
- 4 cm de gravas con matriz arenosa-arcillosa. Se trata de cantos subredondeados de gneis cuyo tamaño alcanza 2,4 cm (muestra EN-10).
- 3 cm de arcillas arenosas con tonalidades claras y laminación paralela, con algunas pasadas arenosas (muestra EN-11).

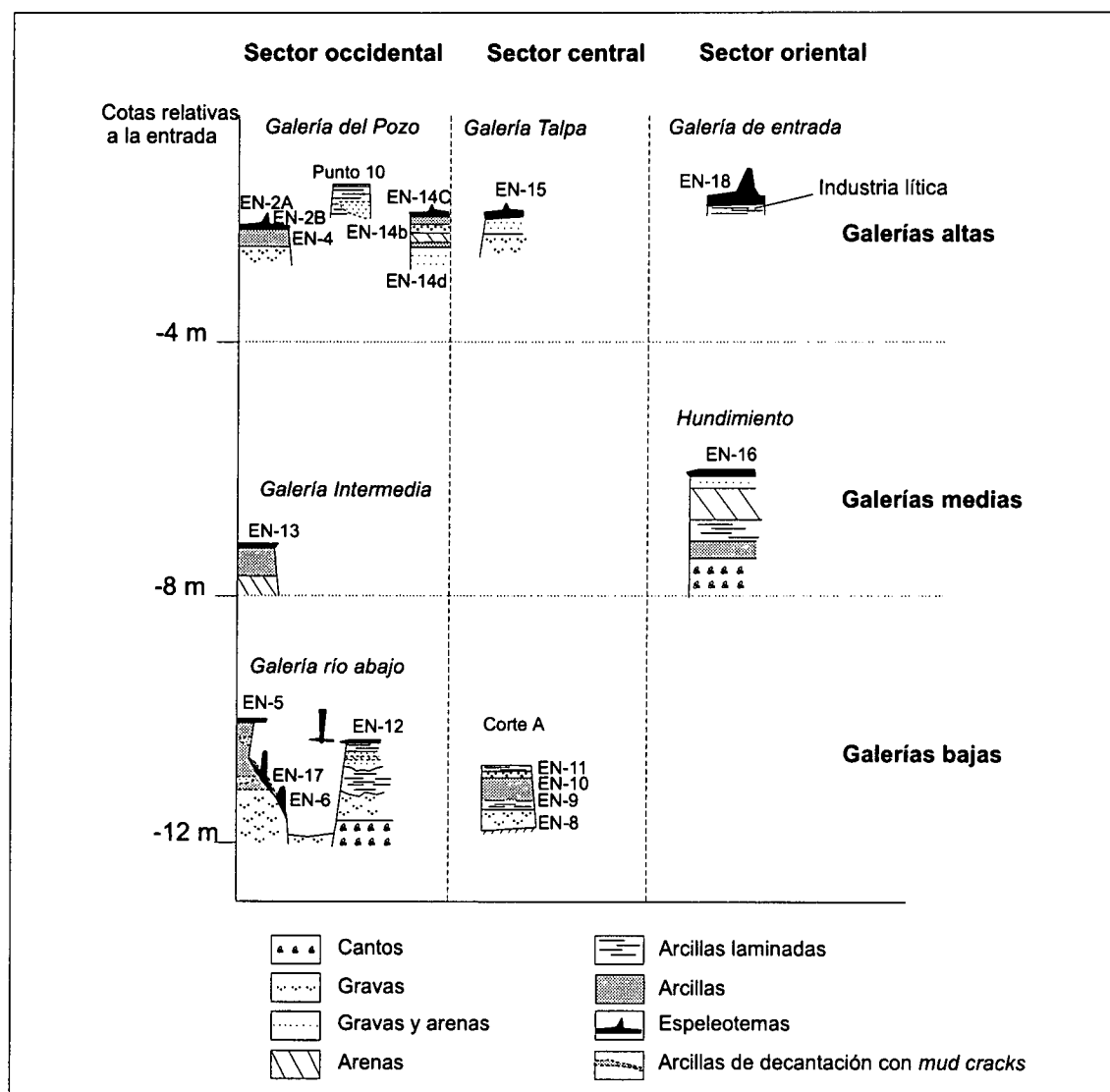


Fig. 40. Distribución de los depósitos detríticos y espeleotemas estudiados en la Cueva de los Enebralejos y situación de las muestras (EN-5, etc.).

En algunos puntos de las galerías bajas, las terrazas aparecen selladas por coladas estalagmíticas cuyo espesor no supera 2 cm (muestras EN-5 y EN-12). Con posterioridad, se han formado varias generaciones de espeleotemas, situados sobre los bordes erosionados de la propia terraza (muestras EN-6 y EN-17) (Figs. 40 y 41).

Las galerías medias de la Cueva de los Enebralejos son de dimensiones más modestas y rara vez superan 1,7 m de altura. Presentan rellenos de materiales detríticos con más de 1 m de espesor, compuestos fundamentalmente por arenas y, ocasionalmente, arcillas. La Galería del Hundimiento, situada en las proximidades de la entrada de la cueva, es una sala alargada de 12x3 m. El suelo de la misma está formado por una extensa colada estalagmítica, que se ha hundido dejando al descubierto el relleno detrítico existente bajo ella (Figs. 40 y 41). Este depósito está compuesto de base a techo por:

- 80 cm formados por fragmentos angulosos de gneis, con un tamaño de hasta 6 cm, en una matriz arenosa.
- 7 cm de arcillas masivas de color rojizo.
- 21 cm de arcillas laminadas que incluyen restos vegetales (troncos y ramas).
- 83 cm de arenas y arcillas con finas pasadas de cantos. También aparecen restos vegetales.
- 20 cm de arenas y gravas de hasta 0,5 cm.
- 1,5-2 cm de colada estalagmática bandeada de color marrón (muestra EN-16).

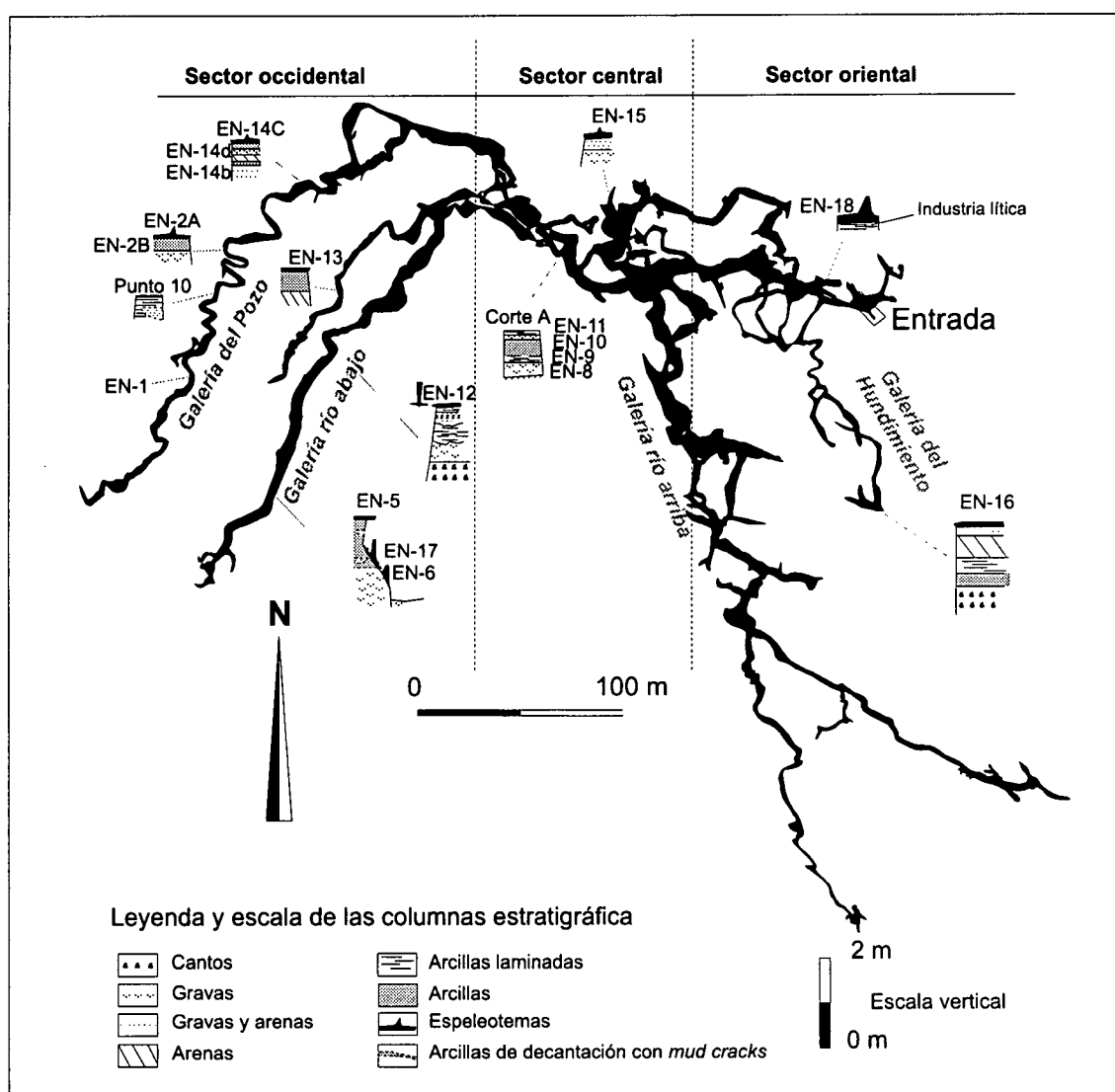


Fig. 41. Localización, sobre la topografía en planta de la cavidad, de los depósitos endokársticos estudiados en la Cueva de los Enebralejos y situación de las muestras (EN-1, etc.).



En otros puntos de las galerías medias los sedimentos detríticos se encuentran también recubiertos por coladas estalagmíticas, cuyo espesor rara vez supera los 2 cm (muestra EN-13) (Figs. 40 y 41).

Las galerías altas de la Cueva de los Enebralejos también presentan depósitos endokársticos de interés, ocasionalmente sellados por coladas estalagmíticas. Estas últimas muestran evidencias de haber sufrido procesos erosivos y de descalcificación. La Galería del Pozo, presenta una morfología marcadamente meandriforme, lo que ha permitido que se conserven abundantes depósitos endokársticos.

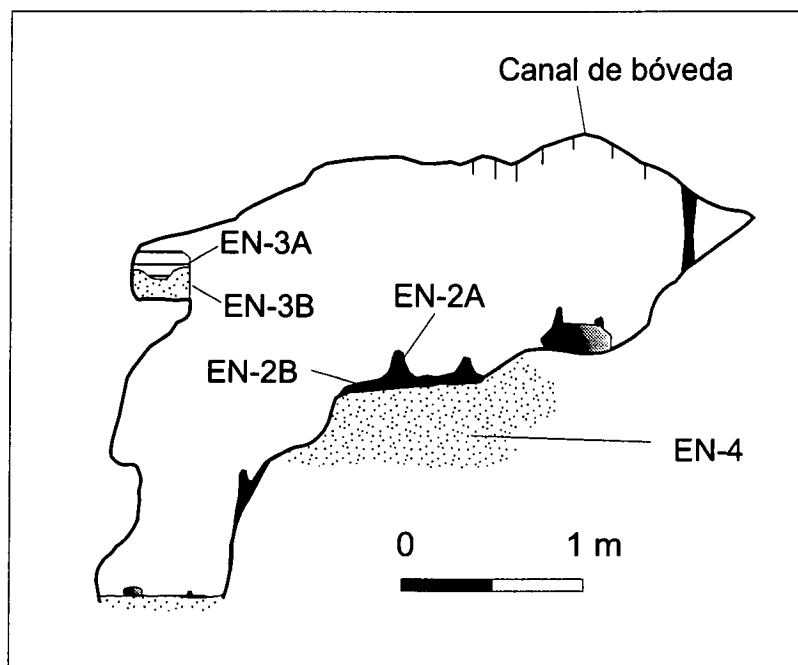


Fig. 42. Sección de la Galería del Pozo mostrando la situación de los depósitos endokársticos y de las muestras (EN-2A, etc.) citados en el texto.

Al final de la Galería del Pozo, rellenando huecos del techo, existe un depósito de arcillas arenosas con laminaciones y bandas oscuras de 1 mm (muestra EN-1). Este depósito podría corresponder a uno de los primeros episodios de relleno de la cavidad. En esta misma galería se conserva, en un recodo de meandro, otro interesante depósito (Fig. 42). Este se encuentra suspendido 1,8 m sobre el lecho del antiguo río subterráneo y está constituido por arcillas blanco-amarillentas, cementadas y con laminación, presentando en su superficie huellas de retracción (muestra EN-3a). Estas arcillas se apoyan sobre arenas arcillosas con laminaciones ocasionales de cantos de cuarzo y feldespato de hasta 0,4 cm, que alternan con lechos arcillosos (muestra EN-3b). Entre las muestras EN-3a y EN-3b existe una marcada superficie erosiva. En una posición topográfica más baja, al otro lado de la galería, existe un depósito formado principalmente por arcillas de color marrón con laminación poco marcada, que contiene fragmentos de la roca caja de hasta 1,6 cm (muestra EN-4). La base de dicho depósito no es visible en este punto. Sobre estos sedimentos detríticos existe una colada (muestra EN-2B), por encima de la cual han crecido estalagmitas (muestra EN-2A). Por el aspecto corroído y descalcificado, y por su ubicación altitudinal en la cueva, estos espeleotemas podrían corresponder a una de las generaciones más antiguas presentes en la cavidad. Aguas arriba de este punto existe otro depósito endokárstico, con un espesor de 1,1 m, formado por una alternancia de gravas y arenas (muestras EN-14b y EN-14d) selladas por una colada (muestra EN-14C). Este depósito podría corresponder a los términos inferiores de la serie descrita anteriormente.



En el acceso a la Galería del Pozo existe una sala (10x2x3 m) que se ha formado por la unión de los pisos superior y medio como consecuencia de desplomes. El suelo de la misma está ocupado por bloques de tamaño métrico procedentes de las paredes y del techo (Fig. 43). Dichos bloques conservan los espeleotemas formados sobre ellos antes de sufrir su caída (muestras EN-19, EN-20 y EN-21). Próximo al techo existe, además, un depósito detrítico de unos 50 cm, que marcaría un antiguo nivel de relleno. Este relleno debió colmatar casi completamente los pisos superior y medio, antes de formarse la sala.

La Cueva del Jaspe presenta, al igual que la Cueva de los Enebralejos, interesantes rellenos. Los depósitos más abundantes están constituidos por fragmentos de rocas metamórficas, fundamentalmente gneises. La primera mitad de la cueva se caracteriza por presentar bloques, arrastrados desde el exterior, que llegan a superar los 30 cm, aunque su tamaño va disminuyendo progresivamente según nos acercamos al sifón terminal. Estos bloques aparecen sobre el cauce del río subterráneo y tienen forma alargada con los bordes redondeados. En la segunda mitad de la cavidad predominan las gravas y cantos rodados, que llegan a cubrir totalmente el lecho del río.

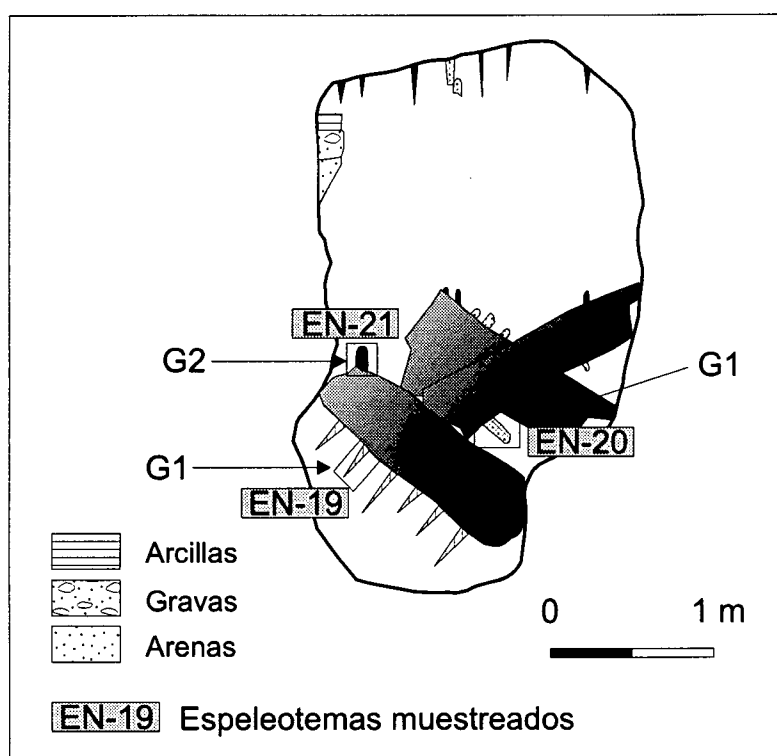


Fig. 43. Sección de la sala de acceso a la Galería del Pozo (Cueva de los Enebralejos), con indicación de los espeleotemas muestreados (EN-19, etc.) correspondientes a distintas generaciones (G1 y G2).

La Cueva del Jaspe ha sufrido varios episodios de relleno que debieron colmatar casi por completo la cavidad. Al más importante de estos episodios corresponde un depósito de alta energía constituido por bloques de gneis, de hasta 26 cm, que se conserva en la galería principal adherido a paredes y techos. Los cantos aparecen incluidos en una matriz arenosa gruesa con abundante mica, cuarzo y feldespato. Se puede observar como sobre este relleno se han formado, en varios puntos de la cavidad, coladas estalagmíticas. Dichas coladas aparecen, en la actualidad, colgadas en las paredes de la galería principal, como consecuencia de la desaparición de parte de los depósitos detríticos sobre los que se apoyaban, aunque a veces también pueden encontrarse caídas en el cauce del río, debido a la erosión total de los rellenos

que las sustentaban. Estos depósitos de precipitación química corresponden a la primera generación de espeleotemas visibles en la cueva (muestra JA-1), puesto que parece poco probable que generaciones anteriores se hubieran podido conservar en la cavidad tras un episodio de relleno de tal magnitud. En ocasiones, las coladas aparecen corroídas o erosionadas debido a la circulación de agua sobre ellas. Otras veces puede observarse como estos espeleotemas aparecen parcialmente cubiertos por sedimentos detríticos, como consecuencia de aportes alóctonos transportados durante fuertes periodos de avenida en la cavidad.

Con posterioridad, tanto sobre los depósitos detríticos como sobre las coladas stalagmíticas, se han formado nuevos espeleotemas (muestra JA-3). En algunos casos, el proceso de formación de ésta última continúa activo en la actualidad (muestra JA-2).

### 9.2.2.2. Macizo de Pedraza

El macizo kárstico de Pedraza situado unos 45 km al NE de la ciudad de Segovia, se encuentra incluido en la hoja 458 (Prádena) del mapa topográfico a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional, y comprende parte de los términos de Pedraza y Santiuste de Pedraza (Fig. 44).

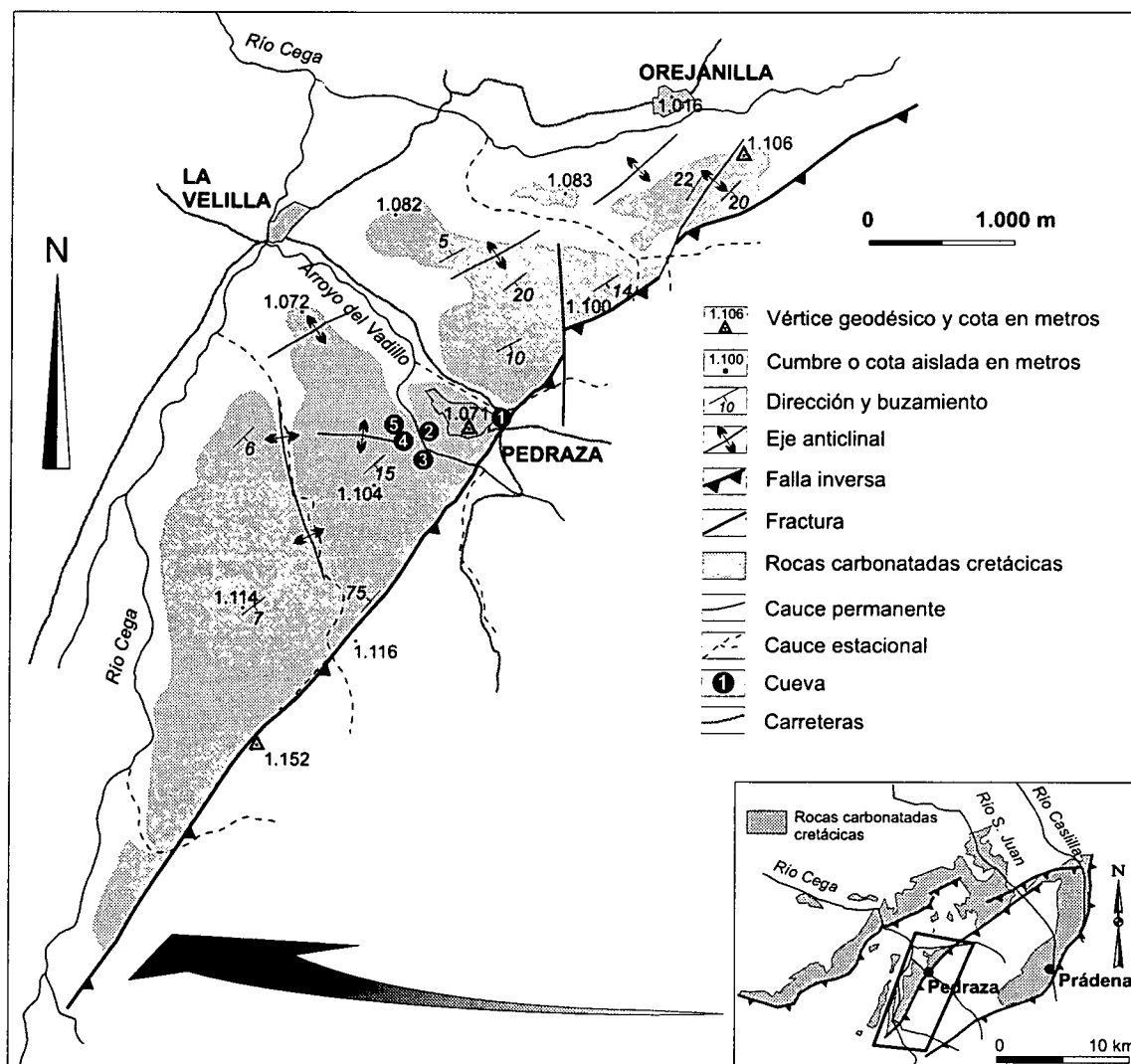


Fig. 44. Situación del karst de Pedraza en relación con otros macizos kársticos de la vertiente septentrional del Sistema Central. Los números en círculos negros corresponden a las siguientes cavidades: 1, Cueva de la Puerta de la Villa; 2, Cueva de los Derrumbes; 3, Cueva de la Griega; 4, Cueva de Antonio López y 5, Cueva Nueva. Datos geológicos basados en Bellido y Rodríguez Fernández (1991b).

En el área de Pedraza los estudios relativos a la geomorfología del karst son muy escasos, limitándose a breves descripciones sobre la morfología del cañón del arroyo Vadillo y de la Cueva de la Griega (Cabero y Romero, 1997). Sin embargo, se han realizado trabajos de inventario espeleológico (Fernández, 1979), así como descripciones de restos paleontológicos encontrados en algunas cavidades de la zona (Torres, 1969). Cabe destacar, además, los estudios realizados en la Cueva de la Griega, actualmente cerrada por la Junta de Castilla y

León. Dicha cavidad encierra abundantes restos arqueológicos, con importantes manifestaciones de arte prehistórico (Sauvet, 1983; Corchón, 1997).

#### 9.2.2.2.1. Litoestratigrafía y estructura geológica

El espesor de los materiales cretácicos en el macizo kárstico de Pedraza ronda los 216 m (Bellido y Rodríguez Fernández, 1991b). La serie se apoya de forma discordante sobre gneises glandulares y leucogneises del zócalo paleozoico del Sistema Central. Las rocas cretácicas comienzan con 90 m de arenas y gravas de la Formación Utrillas, con pasadas esporádicas de arenas con cemento dolomítico y dolomías tableadas. Les siguen 20 m de dolomías tableadas, pertenecientes a la Formación Dolomías Tableadas Caballar. Sobre éstas se apoyan 53 m de areniscas con cemento dolomítico (Miembro Areniscas dolomíticas de Hontoria). La serie finaliza con 54 m de dolomías masivas (Miembro Dolomías de Montejo) (Bellido y Rodríguez Fernández, 1991b).

El macizo kárstico de Pedraza presenta una estructura tabular con suaves antiformal y buzamientos que no superan los 22° (Fig. 44). Hacia el SE, el macizo está delimitado por una falla inversa que pone en contacto los materiales mesozoicos con las rocas paleozoicas del zócalo del Sistema Central. En las proximidades de dicha falla es posible observar como las capas cretácicas han sufrido una fuerte inflexión, disponiéndose prácticamente subverticales. Otros aspectos estructurales del macizo serán tratados más adelante (ver apartado 10).

#### 9.2.2.2.2. Geomorfología exokárstica

Las formas exokársticas en el macizo de Pedraza son relativamente escasas al presentarse cubierto la mayor parte de éste. En las zonas donde la roca aparece desnuda pueden encontrarse *kamenitzas* de bordes muy suaves y lapiaces oquerosos, aunque generalmente son los lapiaces cubiertos y los fragmentos rocosos sueltos los que aparecen con mayor frecuencia.

Las exoformas más significativas del macizo aparecen en las proximidades de la localidad de Pedraza y son producto del encajamiento fluvial en las rocas cretácicas. Tanto al norte como al sur del pueblo existen incisiones fluvio-kársticas que separan al pueblo de Pedraza del resto del macizo kárstico. La más importante de ellas es la formada por el arroyo del Vadillo. Este último ha producido un cañón que supera los 50 m de profundidad, dejando al descubierto en sus escarpadas laderas múltiples cavidades que debieron formar parte de una antigua red de conductos kársticos (Fig. 44). En las proximidades de ambos barrancos se concentran, además, la mayor parte de las manifestaciones exokársticas del macizo. Son relativamente frecuentes las viseras y los bloques de tamaño métrico en la base de los escarpes. Los procesos de disolución y disgregación de la roca dolomítica han dado lugar a la formación de alveolos de disolución o *taffonis* de tamaño centimétrico en estos escarpes.

#### 9.2.2.2.3. Geomorfología endokárstica

En los alrededores de Pedraza se han inventariado más de 10 cavidades (Tabla 8), de las cuales cinco superan los 200 m de desarrollo. La mayor parte de estas cuevas se encuentran en las laderas del cañón formado por el arroyo del Vadillo.

Nombre	Topografía Planta/perfil	Referencias	Desarrollo horizontal (en m)	Desnivel (en m)
Cueva de la A	si/no	m	27	subhorizontal
Cueva de la Argolla	si/no	m	9	subhorizontal
Cueva de los Huesos	si/no	m	53	
Cueva Nueva	si/no	m	384	subhorizontal
Cueva de los Ojos	no/no	m	30?	
Cueva de la Puerta de la Villa	si/no	m	328	-8
Cueva de Antonio López	si/no	m	10	+4
Cueva de los Derrumbes	no/no	m	200?	-5
Cueva de la Griega	si/no	m	381	
Cueva de la Polilla	no/no	m	500?	

Tabla 8. Cavidades conocidas en el macizo kárstico de Pedraza. m: Fernández (1979).

### ***Cueva de la Puerta de la Villa***

La Cueva de la Puerta de la Villa se abre muy próxima a la entrada a la localidad de Pedraza (Fig. 44), estando situada bajo el edificio de la antigua cárcel. La cavidad, desarrollada en el Miembro Dolomías de Montejo, tiene una longitud aproximada de 328 m y está constituida por una única galería de carácter meandriforme, que en ocasiones no supera los 40 cm de anchura (Fig. 45). Dicha galería alcanza alturas de 8 m, lo que pone de manifiesto el fuerte encajamiento sufrido. En la parte final de la cueva existe un ensanchamiento de la galería en forma de dos pequeñas salas de unos 10x7x5 m con abundantes espeleotemas de tamaño métrico (columnas y estalagmitas). En el resto de la cavidad este tipo de depósitos es escaso o está ausente.

A 37 m de la entrada de la cueva se conservan restos de un antiguo nivel de relleno, que se extiende varios metros hacia el interior de la cavidad. Existe un depósito detrítico, de unos 60 cm de espesor, situado 1,5 m sobre el lecho del meandro (Fig. 45) y compuesto, de base a techo, por los siguientes materiales:

- 19 cm de gravas subredondeadas de hasta 3 cm con matriz arenosa.
- 12 cm de una alternancia de arenas finas y arcillas con base erosiva.
- 12 cm de gravas de hasta 0,5 cm con matriz arenosa.
- 12 cm de arenas finas y arcillas con base erosiva.
- 5 cm de gravas de tamaño inferior a 1 cm con matriz arenosa.

Las gravas están constituidas fundamentalmente por fragmentos angulosos de cuarzo y gneis, que reflejan un transporte corto. Unos 30 cm por encima de este depósito, en huecos y oquedades del techo, se conservan arcillas rojas muy plásticas con laminación paralela. En algunos puntos de la galería donde el relleno ha sido erosionado se observan *pendants* de tamaño centimétrico.

En las partes altas del meandro no se han encontrado restos de sedimentos detríticos que indiquen que la cavidad haya sufrido una completa colmatación. Únicamente existen espeleotemas en forma de estalagmitas de tamaño centimétrico.

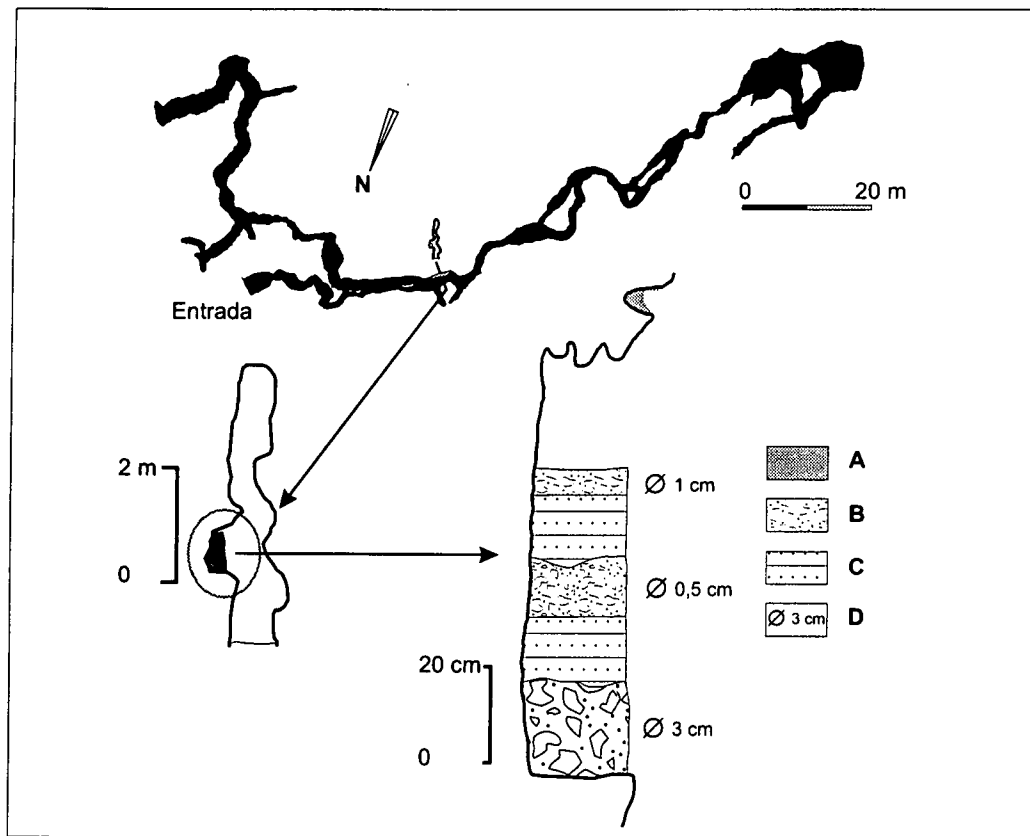


Fig. 45. Topografía en planta de la Cueva de la Puerta de la Villa, tomada de Fernández (1979), con la situación y características del depósito estudiado en el presente trabajo. A: arcillas rojas con laminación; B: gravas; C: alternancia de arenas y arcillas y D: diámetro de las gravas.

### ***Cueva de los Derrumbes***

La Cueva de los Derrumbes se abre en la base del Miembro Dolomías de Montejo, a unos 10 m sobre el lecho actual del arroyo del Vadillo bajo el pueblo de Pedraza (Fig. 44). De carácter marcadamente horizontal, está formada a favor de los planos de estratificación. Tiene un desarrollo estimado próximo a los 200 m, con una galería principal de dirección N104° E. La entrada a la cavidad está parcialmente tapada por depósitos de ladera, accediéndose por la parte superior de la galería.

La cueva presenta importantes rellenos detríticos que alcanzan en algunos puntos 4 m de espesor. Estos depósitos están constituidos fundamentalmente por lechos centimétricos de gravas con matriz arenosa que alternan con niveles de arcillas. Las gravas, formadas por restos de gneis y fragmentos de cuarzo, presentan estratificación planar y cruzada. La secuencia termina con cantos subredondeados de hasta 6 cm de naturaleza variada (calizas y restos de rocas metamórficas). No se han observado espeleotemas en la cavidad. Otro fenómeno a destacar es la presencia de grandes bloques, que llegan a superar los 4 m, fruto de desplomes de las paredes de la galería.

### ***Cueva Nueva***

La Cueva Nueva se abre en las Dolomías de Montejo, a unos 40 m por encima del arroyo del Vadillo, en su margen oeste (Fig. 44). La cavidad, que presenta un desarrollo horizontal, se ha formado a favor de los planos de estratificación y tiene una longitud próxima a

390 m. Su morfología es meandriforme, con alturas que pueden llegar a alcanzar los 4 m y una anchura media de 2 m. En la cueva abundan los espeleotemas (estalactitas y estalagmitas) de hasta 2 m de longitud. Las citadas concreciones aparecen formadas a favor del diaclasado local, presentándose en dos familias con direcciones preferentes, que coinciden también con las orientaciones de las galerías, una principal N160°E y otra secundaria N105°E.

Los depósitos detríticos son relativamente abundantes en la cavidad, apareciendo sobre todo en la parte final de la misma. Estos depósitos aparecen conservados sobre repisas y en algunos huecos de meandro. Se ha estudiado uno de estos rellenos, situado en una galería rectilínea de 4 m de altura por 1 m de ancho. Se sitúa a 1,7 m sobre el suelo y su espesor es de unos 20 cm. De base a techo, se observan:

- 3 cm de gravas de tamaño milimétrico con matriz arcillosa.
- 2 cm de gravas de tamaño milimétrico con matriz arenosa.
- 15 cm formados por una alternancia de arenas finas y arcillas con laminación paralela; puntualmente aparecen arenas con estratificación cruzada.

Sobre este relleno existe un depósito de unos 12 cm de arcillas marrones oscuras y negras cuyo origen debe atribuirse a procesos de decantación en ambientes de baja energía. Estas arcillas pueden reconocerse en otros lugares altos de la cueva, formando en ocasiones acumulaciones que llegan a superar los 30 cm. En algunos puntos estos depósitos arcillosos se hallan recubiertos por una fina costra estalagmítica con huellas de descalcificación.

Otro depósito estudiado, de carácter arenoso, es al que corresponde la muestra CN-2. Este depósito constituye el relleno de un paleocauce colgado 1 m sobre el lecho actual del meandro. En él se han encontrado abundantes restos de microfauna atribuidas al Pleistoceno superior (ver apartado 12.2).

### ***Otras cavidades***

El resto de las cavidades del karst de Pedraza presentan recorridos más modestos que las anteriores, exceptuando la Cueva de la Griega, con 382 m de desarrollo, cerrada por el Ministerio de Cultura y a la que no se ha tenido acceso durante la realización de este estudio (Tabla 8). Está constituida por pequeñas galerías freáticas que debieron pertenecer a una red endokárstica mayor, actualmente desmantelada por la incisión del arroyo del Vadillo.

Mención especial merece la Cueva de Antonio López. Esta cavidad se encuentra en la margen oeste del arroyo del Vadillo, a unos 40 m por encima del cauce y a 50 m al sur de la Cueva Nueva (Fig. 44). Se trata de una cavidad de unos 30 m lineales, que presenta morfología vadosa. Su entrada, relativamente grande (4x2 m), es claramente visible desde Pedraza. A escasos metros de la boca de la cueva existe una importante colada estalagmítica horizontal que alcanza la parte final de la cavidad. Esta colada tiene un espesor máximo de 40 cm (muestras PZ-0, PZ-1 y PZ-2). Por debajo de la misma aparecen 18 cm de arenas fuertemente cementadas. Tanto el nivel arenoso como la parte inferior de la colada, contienen abundantes restos óseos de macromamíferos así como coprolitos. Ello hace pensar que la cavidad debió servir como cubil de hienas, lo que explicaría la acumulación de huesos de gran tamaño (ver apartado 11.2). Una situación similar ha sido descrito en otras cuevas de la provincia de Segovia (Arribas 1994a, 1994b).



### 9.2.2.3. Macizo de Torreiglesias

El macizo kárstico de Torreiglesias, situado a 14 km al norte de la ciudad de Segovia, se encuentra incluido en la hoja 457 (Turégano) del mapa topográfico a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional. El río Pirón a su paso entre las localidades de Losana de Pirón y Torreiglesias ha formado una incisión fluvioikárstica de dirección SE-NO, con una longitud de 3 km y un encajamiento próximo a los 40 m (Fig. 46). En la zona se conocen 9 cavidades entre las que destaca la Cueva de la Vaquera (Tabla 9).

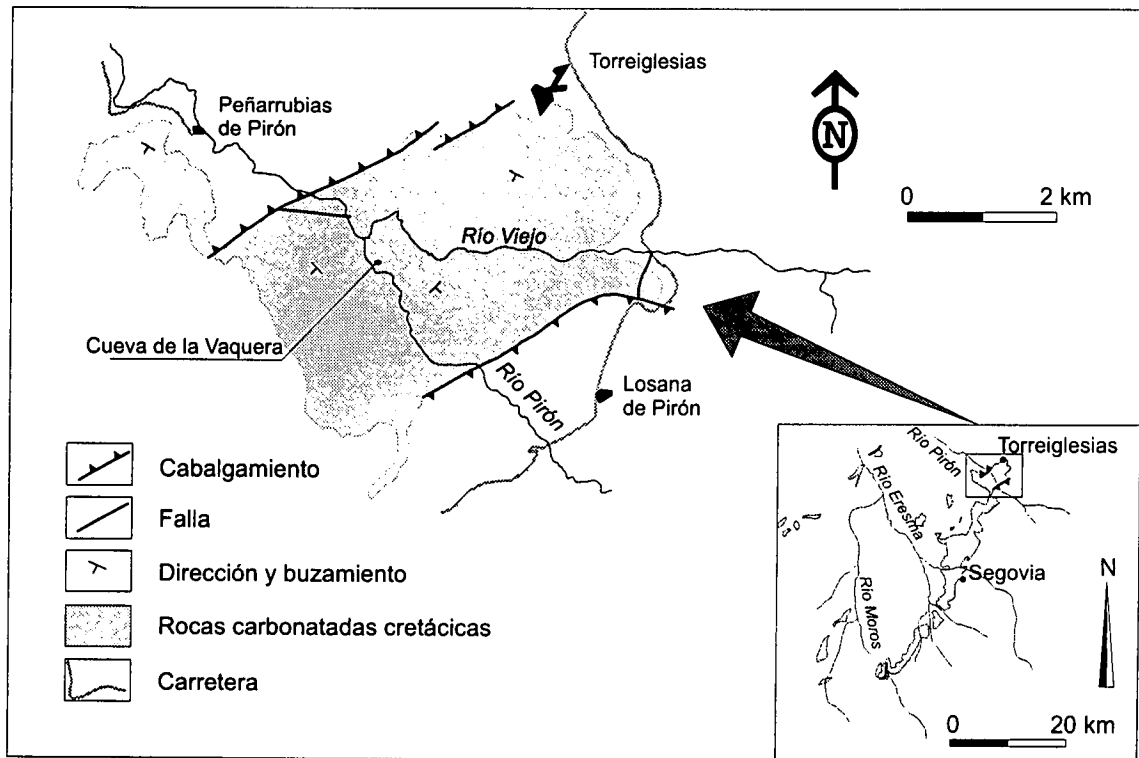


Fig. 46. Situación del karst de Torreiglesias en relación con otros macizos kársticos de la vertiente septentrional del Sistema Central.

Nombre	Topografía Planta/perfil	Referencias	Desarrollo horizontal (en m)	Desnivel (en m)
Cueva de la Arena	si/no	m	152	subhorizontal
Cueva de las Covatillas	no/no	m		subhorizontal
Cueva LP-SG-2	si/no	m	20	subhorizontal
Cueva LP-SG-3	si/no	m	12	subhorizontal
Cueva LP-SG-6	si/no	m	38	subhorizontal
Cueva de los Murciélagos	no/no	m		subhorizontal
Cuevas del Río Viejo	no/no	m	60 y 100	subhorizontal
Sima de la Torca	si/si	m	107	-15
Cueva de la Vaquera	si/no	m	985	subhorizontal

Tabla 9. Cavidades conocidas en el macizo kárstico de Torreiglesias. m: Fernández (1979).

### ***Cueva de la Vaquera***

La Cueva de la Vaquera se abre en la ladera este del cañón formado por el río Pirón, 200 m antes de la confluencia con el río Viejo, a una altitud de 920 m. La cavidad, de carácter marcadamente horizontal, tiene un desarrollo aproximado de 985 m (Fernández, 1979). La cueva funciona como surgencia y drena directamente al río Pirón por la fuente del Chorrón. El caudal de la misma fue estimado, en una visita realizada a la cueva, en enero de 1998, en 5 a 7 l/s. La entrada principal a la cueva se sitúa unos 6 m por encima de dicha fuente. Las galerías de la cavidad siguen dos orientaciones predominantes que coinciden con las principales direcciones estructurales del macizo (E-O y SE-NO), pudiendo diferenciarse dos sectores en la cueva. El primero de ellos (conductos con orientación E-O) corresponde a las galerías de entrada a la cavidad, que son de carácter meandriforme y con dimensiones que alcanzan 1,8 m de alto y 1,6 m de ancho. El segundo sector (conductos con orientación SE-NO) lo constituye la galería principal de la cueva. Sus dimensiones oscilan entre 2 y 3 m de ancho y pueden alcanzar 6 m de altura. La parte final de este segundo sector, denominado ramal sur, está recorrido por un río subterráneo que surge de un sifón. En este mismo sector, el ramal norte está constituido por una galería fósil en cuyo extremo se ha abierto una entrada artificial con el fin de facilitar las labores de investigación arqueológica. En esta misma galería, existe un cierre artificial para impedir el paso desde el interior de la cavidad a los yacimientos en estudio.

Se han reconocido tres puntos en el interior de la Cueva de la Vaquera con interesantes depósitos detríticos. Todos ellos presentan similares características sedimentológicas y se encuentran en la galería principal. Una cata arqueológica de 1,25 m de profundidad, realizada en el suelo de la galería junto al cierre artificial, permite apreciar el primero de estos depósitos. El segundo de ellos presenta otra cata de 3,2 m que se encuentra en la confluencia de la galería principal con la galería de entrada. Por último, junto al sifón aparece una terraza endokárstica de 2,5 m de espesor, colgada 1 m sobre el actual río subterráneo. En los tres casos los depósitos están constituidos fundamentalmente por arcillas masivas y laminadas, con pasadas centimétricas de arenas finas que presentan estratificación cruzada. Únicamente en el depósito próximo al sifón, se han observado niveles de gravas de tamaño milimétrico y composición carbonatada. No se han encontrado en la cavidad formas reconstructivas o espeleotemas.

#### 9.2.2.4. Cañón del río Duratón

El río Duratón a su paso por los materiales carbonatados cretácicos del borde N del Sistema Central (Fig. 47), entre las localidades de Sepúlveda y Burgomillado, ha labrado una profunda incisión fluviokárstica conocida como Hoces del río Duratón. El área se encuentra representada en la hoja 431 (Sepúlveda) del mapa topográfico 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional. En el entorno de las Hoces del río Duratón existen diferentes estudios de carácter estructural (Cadavid *et al.*, 1971; Bullón *et al.*, 1980), hidrogeológicos (López Vilches y Gómez de las Heras, 1979), hidroquímicos (Castello y Eraso, 1975), referidos a distintos aspectos del karst (Eraso *et al.*, 1980) y arqueológicos (García Añibarro y Henar, 1989). También existen diversas guías de la zona en las que se reconoce el interés paisajístico y biológico de la zona; de ellas destaca por su contenido geológico y geomorfológico la realizada por Díez Herrero *et al.*, 1996.

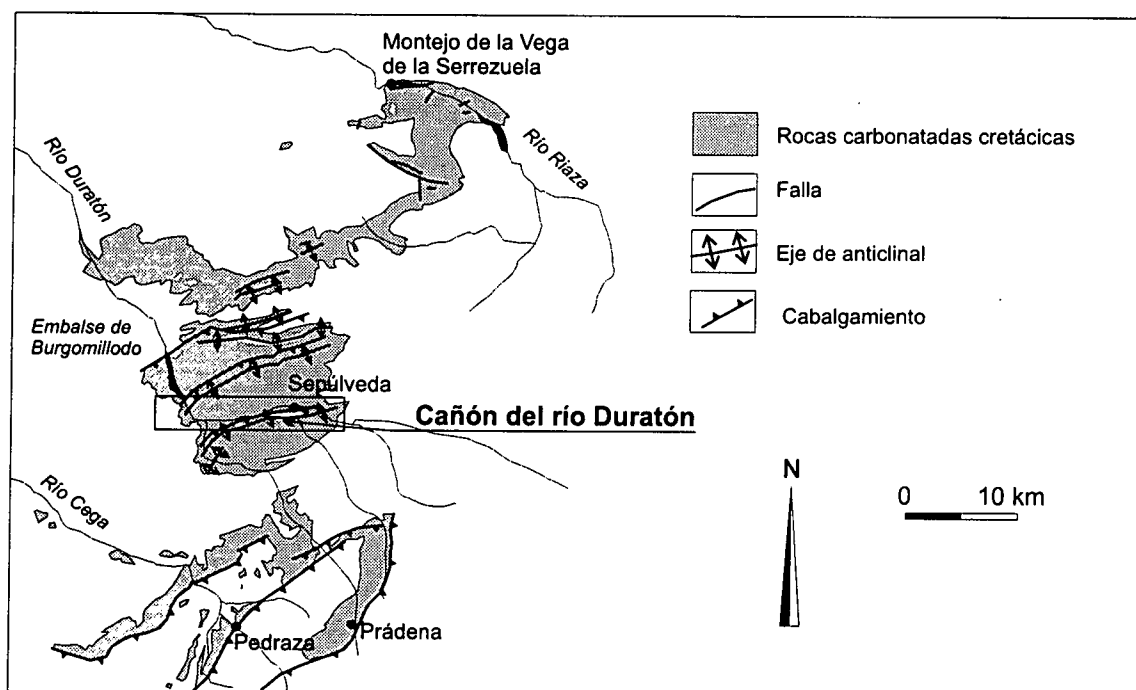


Fig. 47. Situación del Cañón del río Duratón en relación con los afloramientos de rocas carbonatadas cretácicas del borde norte del Sistema Central.

Existen dos mapas geomorfológicos de la zona en los que se representan fundamentalmente elementos de tipo estructural, fluvial y kárstico (lapiaces y cavidades) (Eraso *et al.*, 1980; Díez Herrero *et al.*, 1996). La megaforma más significativa del área es el cañón formado por el río Duratón, con escarpes que superan en ocasiones los 100 m. En dicho cañón se observan elementos comunes, descritos anteriormente en el resto de macizos kársticos situados en ambos bordes del Sistema Central, como son viseras y abrigos y bloques caídos de tamaño métrico. Para Bullón *et al.* (1980) la génesis de las Hoces del río Duratón vendría influenciada por la existencia de dos paleoformas: una antigua superficie de erosión kárstica situada entre las cotas 1.030 y 1.040 m y un paleocauce rectilíneo de fondo plano y con una anchura media de 150 m, situado a 40-60 m sobre el actual cauce del río. Sobre ambas se habría encajado el río Duratón, de carácter marcadamente meandriforme, aprovechando el diaclasado del macizo kárstico. Según Eraso *et al.* (1980) este encajamiento se habría producido bajo un clima periglaciario.

Se han descrito en el entorno de las Hoces del río Duratón 21 cavidades (Tabla 10) con desarrollos que oscilan entre 20 y 100 m (Fernández, 1979; Eraso *et al.*, 1980), totalizando más de 750 m de conductos subterráneos. Como en el resto de los macizos kársticos del Sistema Central, estas cavidades poseen recorridos marcadamente horizontales. La incisión fluvial ha desmantelado la red de conductos freáticos de la región por lo que las cuevas aparecen colgadas en las paredes del cañón. En algunas de ellas se han observado e incluso descrito con detalle rellenos endokársticos de tipo detrítico (Cueva del Cura) (Eraso *et al.*, 1980). Sin embargo, no se han encontrado depósitos de precipitación química tipo estalactitas o estalagmitas, aunque existen coladas estalagmíticas de escasa entidad y formaciones tipo coraloide debido a salpicaduras de gotas de agua. Díez Herrero *et al.* (1996) detectan una cierta alineación altitudinal de los conductos kársticos y abrigos, sobre todo en la parte final de las Hoces. Según estos mismos autores, ello denotaría episodios de estabilización en el encajamiento del nivel de base de la región, lo que habría permitido un mayor desarrollo de la red de conductos freáticos. Aunque también admiten que podría tratarse de alineaciones locales producidas por cambios composicionales en las dolomías que habrían favorecido los procesos de karstificación. Por otra parte, la erosión mecánica del río Duratón, al circular por esas cotas durante largos periodos de tiempo, habría propiciado la formación de los múltiples abrigos bajo roca existentes en esa zona del cañón.

Nombre	Topografía Planta/perfil	Referencias	Desarrollo horizontal (en m)	Desnivel (en m)
Cueva de la Llave	si/no	n	80,5	subhorizontal
Cueva de los Grabados	si/no	n	51,6	subhorizontal
Cueva de los Anacoretas	si/no	n	20,4	subhorizontal
Cueva del Cura	si/no	m-n	50	subhorizontal
Cueva de la Cañada del Monte	si/no	m-n	20	subhorizontal
Cueva del Cuarcimalo	si/no	m-n	101	subhorizontal
Cueva del Santero	si/no	n	79,7	subhorizontal
Cueva de la Diacласa	si/no	n	25	subhorizontal
Cueva de Molinilla	si/no	n	93,5	subhorizontal
Cueva de la Falla	si/no	n	24,2	subhorizontal
Cueva de los Siete Altares	si/no	n	40,9	subhorizontal
Cueva de la Fuente de la Salud	si/no	m-n	97	subhorizontal
Cueva de la Liebre	no/no	m		
Cueva de la Cantera	no/no	m	25	subhorizontal
Cueva Bejarana	no/no	m		
Cueva del Santero	no/no	m	60	subhorizontal
Cueva Rota	no/no	m		
Cueva de la Parra Blanca	no/no	m		
Cueva de la Nogalera	no/no	m		
Cueva del Mico	no/no	m		
Cueva Lóbrega	no/no	m		

Tabla 10. Cavidades conocidas en el macizo kárstico de Torreiglesias. m: Fernández (1979); n: Eraso *et al.* (1980).

### 9.2.2.5. Cañón del río Riaza

Al norte de la provincia de Segovia, entre los valles de los ríos Duratón y Riaza, se encuentra el afloramiento de materiales cretácicos que constituye la Serrezuela de Pradales (Fig. 48). Las rocas carbonatadas de este afloramiento, se extienden en dirección NE-SO desde Montejo de la Vega de la Serrezuela hasta Fuentidueña, con una longitud de 38 km y una anchura que varía entre 3 y 12 km. El área se encuentra representada en las hojas 375 (Fuentelcésped) y 402 (Maderuelo) del mapa topográfico 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional.

El espesor de los materiales cretácicos en las proximidades de Montejo de la Vega, al este de la Serrezuela de Pradales, supera los 390 m (Alonso, 1981). La serie está formada principalmente por dos tramos carbonatados: en la parte inferior, un paquete de 100 m de dolomías recristalizadas con estratificación cruzada planar y, sobre él 120 m de dolomías y margas dolomíticas tableadas.

No existen en la Serrezuela de Pradales estudios específicos referidos al karst, aunque trabajos de carácter geográfico y geológico efectuados en la Hoz del río Riaza ponen de manifiesto la existencia de interesantes formas exokársticas en este sector (Casco Marañá, 1991; Bodoque y Chicharro, 1999). En este lugar hemos realizado un mapa geomorfológico a escala 1:25.000 del cañón del río Riaza (Fig. 49).

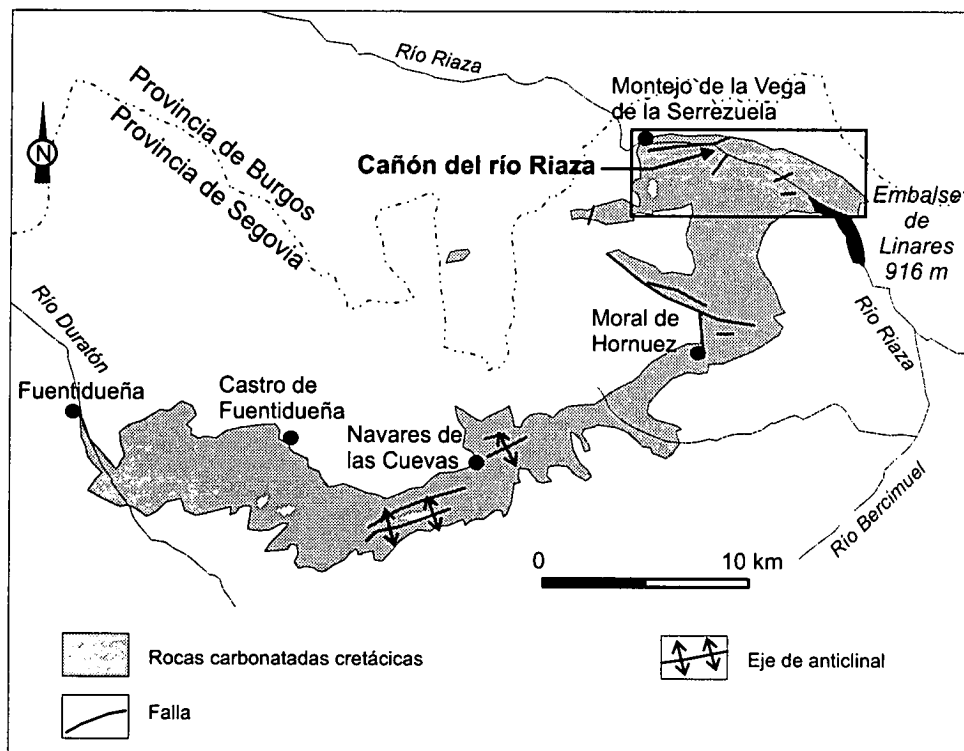


Fig. 48. Situación del cañón del río Riaza, dentro de la Serrezuela de Pradales.

En el extremo oriental de la Serrezuela de Pradales, el río Riaza ha labrado una incisión fluviokárstica de 10,7 km de longitud, entre el Embalse de Linares y la localidad de Montejo de la Vega de la Serrezuela (Figs. 48 y 49). La dirección general del cañón es E-O, aunque su morfología en detalle sea de carácter meandriforme. El desarrollo del mismo está condicionado

por la existencia de una importante red de fracturas que afecta a este sector de la Serrezuela de Pradales. El río Riaza es el único cauce de la zona que posee un carácter perenne, ya que los arroyos y torrentes tienen un funcionamiento de tipo esporádico y estacional.

El modelado del cañón del río Riaza se debe en gran medida a la incisión del propio río, pero también a procesos gravitacionales sufrido por sus laderas. Al pie de los escarpes aparecen canchales constituidos por fragmentos angulosos de tamaños heterométricos, como consecuencia de la actuación de procesos periglaciares. Estos depósitos están mejor conservados en la ladera del cañón orientada hacia el norte, donde aparecen cubiertos por vegetación, siendo en la actualidad poco activos. Los canchales se solapan lateralmente o aparecen semicubiertos por otros derrubios de ladera. Dichos derrubios están constituidos por fragmentos de roca de tamaño centimétrico, fruto de la movilización gravitacional de los canchales y como consecuencia de los ciclos de hielo-deshielo durante los meses fríos del año, así como de los periodos de lluvias durante el otoño y la primavera. También existen zonas del cañón donde se han producido importantes desprendimientos de bloques de tamaño métrico que, en ocasiones, llegan a alcanzar el cauce del río.

### ***Geomorfología exokárstica***

El cañón del río Riaza alcanza en algunos puntos 60 m de desnivel. Las partes altas del cañón están ocupadas por zonas planas donde se han formado lapiaces de tipologías diversas con varias decenas de metros cuadrados de extensión. Estos se encuentran parcialmente cubiertos por suelos poco desarrollados y arcillas de descalcificación (*terra rossa*). Las formas más frecuentes y comunes son las *kamenitzas* de tamaño decimétrico, los lapiaces de tipo espumoso (López Limia, 1987), perforado (Gèze, 1973; Maire, 1980) y las perforaciones cilindroideas (Montoriol, 1954; Ullastre Martorell, 1970). No se han reconocido acanaladuras de lapiaz ni dolinas.

Al este del Convento del Casuar, en las paredes del cañón, existe un conjunto de fracturas paralelas, de varias decenas de metros de longitud y más de 20 m de profundidad. La anchura de estas fracturas alcanza los 2 m y son el resultado de la acción combinada de los procesos de disolución kárstica y de erosión de las laderas. Dicha erosión produce una descompresión que afecta a la base de los escarpes, favoreciendo la apertura y ensanchamiento de las fracturas. Este mecanismo ha propiciado la formación de relieves residuales en forma de agujas y pináculos separados de las paredes del cañón, que en ocasiones llegan a superar la decena de metros de altura. También ha provocado el desprendimientos de grandes bloques de roca, visibles en las laderas y a los pies de los escarpes.

### ***Geomorfología endokárstica***

En la zona no se conocen cavidades con desarrollos significativos. La mayor parte de las cuevas reconocidas presentan galerías únicas y un marcado carácter horizontal, extendiéndose en la dirección N30-35°E. Sin embargo, es posible observar, en las paredes del cañón, conductos de origen freático de tamaño métrico, que han sido demantelados por la incisión del río Riaza. Una de estas cavidades, la Cueva del Casuar, se sitúa junto al Convento del mismo nombre, a unos 7 m por encima del lecho del río. Se trata de un conducto rectilíneo con morfología freática, de unos 20 m de longitud, cuya anchura y altura van disminuyendo progresivamente hacia el interior de la cueva, hasta hacerse impenetrable. A unos 10 m de la entrada y a una altura de 1,7 m sobre el suelo, existe una colada estalagmítica de 8 cm de espesor, sobre la que se han formado varias estalagmitas de tamaño centimétrico. Esta colada marca un antiguo nivel de colmatación, puesto que actualmente se encuentra colgada tras el vaciado de los sedimentos detríticos sobre los que se apoyaba.



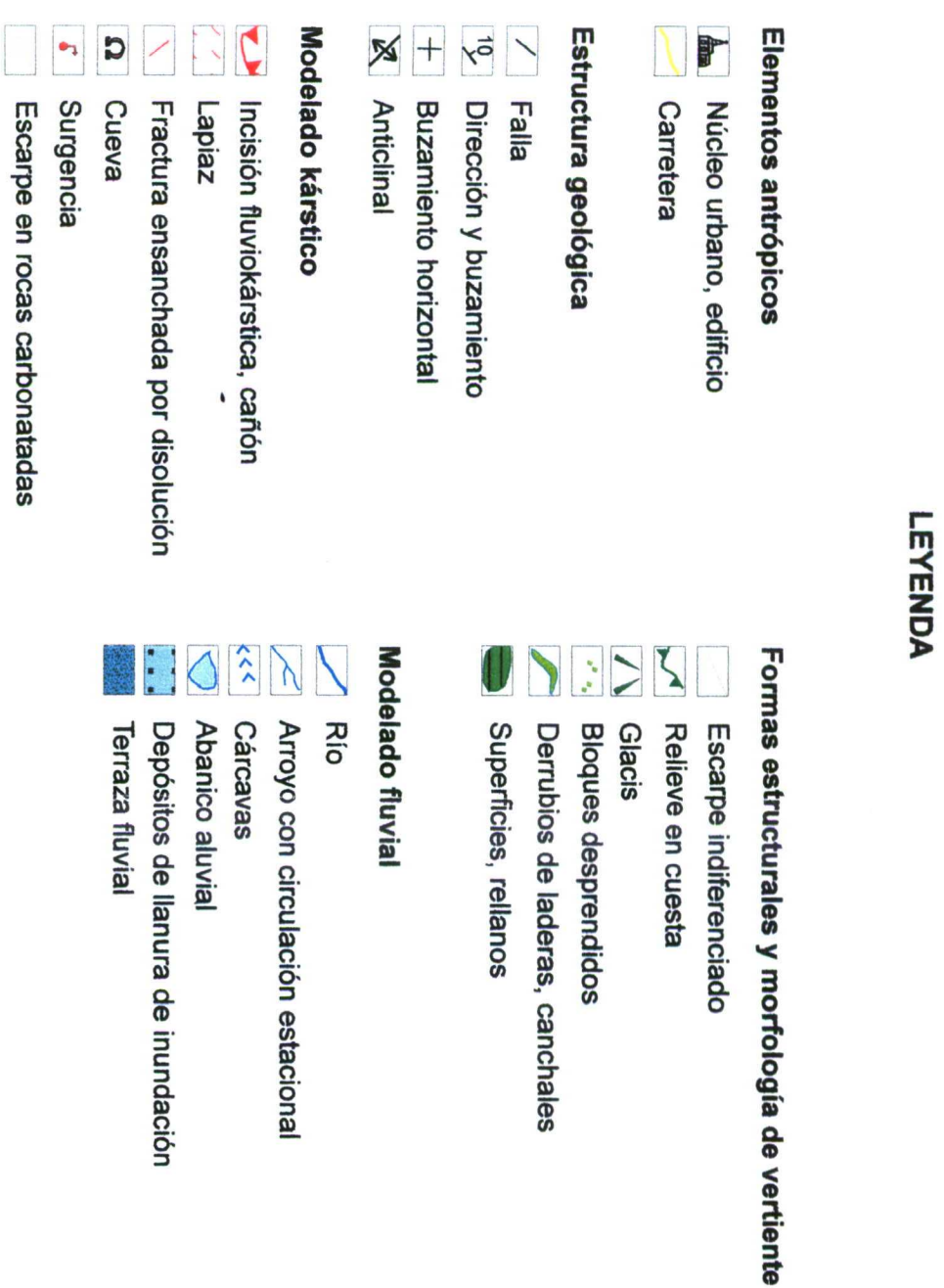
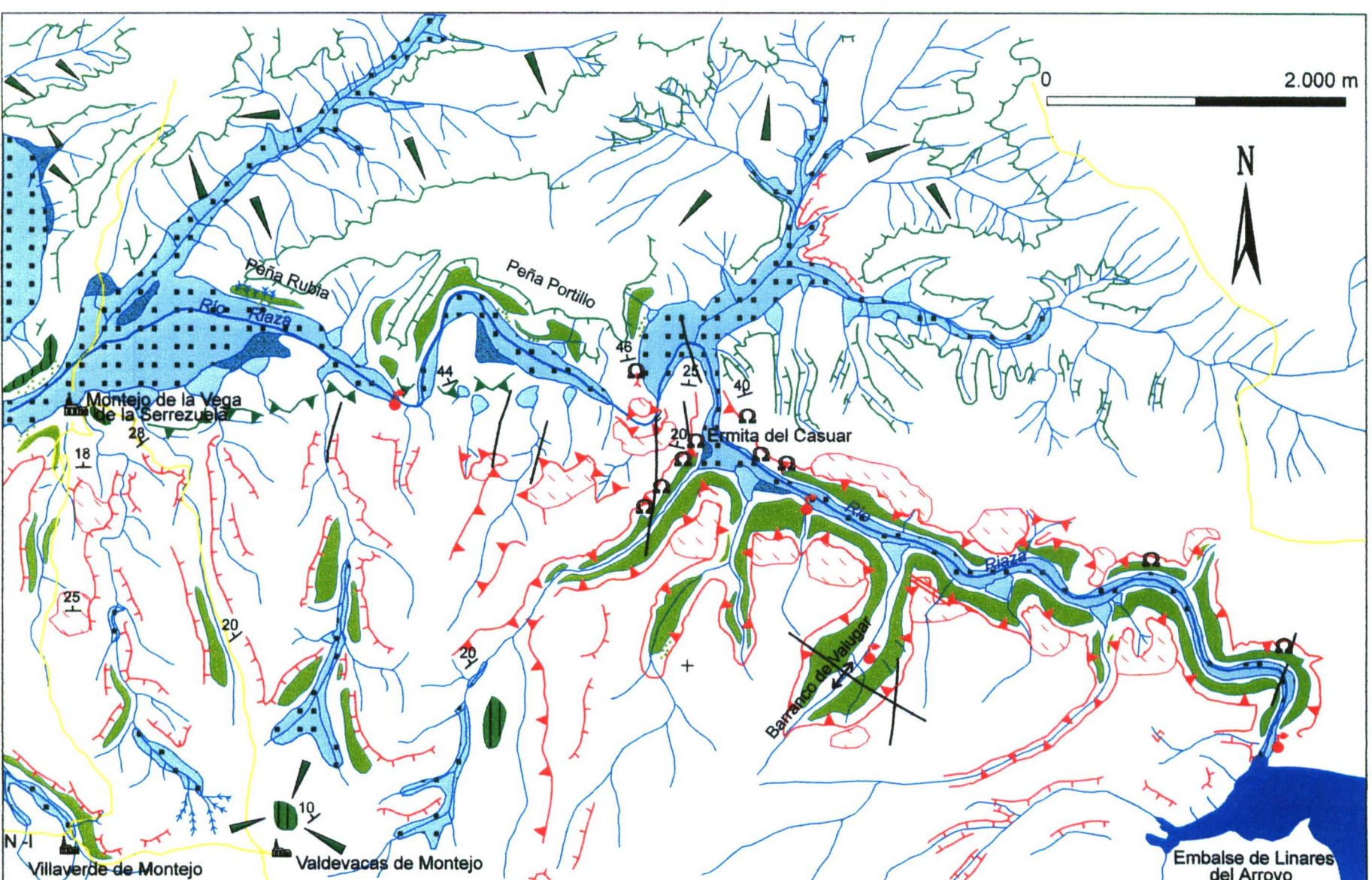


Fig. 49. Mapa geomorfológico del Cañón del río Riaza.

Los depósitos detríticos son aún visibles en el suelo de la Cueva del Casuar, y están constituidos fundamentalmente por arenas finas y arcillas. La parte inferior de la colada estalagmítica es un espeleotema bandeado de color claro cuya parte superior está constituida por grandes cristales de color blanco.

En otros puntos del cañón del río Rianza son visibles cavidades con morfologías similares a la Cueva del Casuar. Estas cavidades, constituidas por conductos de origen claramente freático, se abren en las paredes del cañón, situándose de manera escalonada a diferentes cotas. Ello denotaría una profundización de la red de conductos kársticos, anterior al encajamiento del río Rianza, y como respuesta a la variación del nivel de base marcado en la región por el río Duero.



### 9.2.3. Macizo de Valporquero

El macizo kárstico de Valporquero está situado en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, 40 km al norte de la ciudad de León (fig. 5). Se encuentra representado en la hoja 103 (Pola de Gordón) del mapa topográfico a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional, y comprende parte de los términos municipales de Vegacervera y Cármenes. Tiene una superficie de 4,5 km<sup>2</sup>, y presenta un abundante número y variedad de exoformas. En él destaca el sistema kárstico de Valporquero que, con sus 3.498 m de desarrollo, es la cavidad de mayor desarrollo horizontal de la provincia de León.

En el área de Valporquero, existen algunos trabajos relativos al karst entre los que destacan los estudios realizados por el Instituto Tecnológico Geominero de España (Durán y Heredia, 1997) y por la Universidad Autónoma de Madrid (López Martínez *et al.*, 1998, 2000). También existen obras de carácter espeleológico (Redondo, 1980), estudios sobre la hidroquímica de las aguas del sistema kárstico de Valporquero (Durán *et al.*, 1999), así como trabajos sobre la geomorfología y la evolución del karst (Barea *et al.*, 1999).

#### 9.2.3.1. Litoestratigrafía y estructura geológica

La serie estratigráfica del macizo kárstico de Valporquero (Fig. 10) comienza con rocas carboníferas de la Formación Alba o Genicera. Se trata de calizas rojas nodulosas en bancos centimétricos. Su espesor es variable, pero en la zona no sobrepasa los 15 m. A continuación y de forma gradual se pasa a la Formación Barcaliente, en la que se ha desarrollado el sistema kárstico de Valporquero. Se trata de calizas grises oscuras, estratificadas en bancos de dimensiones centimétricas a decimétricas. Su espesor ronda los 300 m. A techo de la Formación Barcaliente y tras un contacto neto, se encuentran unos niveles de brechas constituidas por fragmentos carbonatados, cementados por una matriz calcárea, pertenecientes a la unidad Brechas del Porma (Rodríguez Fernández, 1991). El espesor de la misma no sobrepasa los 20 m y en la zona próxima a las instalaciones turísticas de la cueva se presenta en forma de relieves residuales aislados. La formación más potente de las que constituyen el macizo kárstico de Valporquero es la Formación Valdeteja. Se trata de calizas masivas de color gris claro, cuyo espesor en la zona sobrepasa los 550 m. En ellas se han desarrollado las Hoces de Vegacervera. En el apartado 6.1.3. se describen con mayor detalle las diferentes formaciones que conforman el macizo kárstico de Valporquero.

El macizo de Valporquero presenta una estructura geológica en forma de sinclinal vergente hacia el sur (Fig. 9). En el flanco norte de esta estructura, donde el buzamiento subvertical y la intensa fracturación han favorecido la karstificación, se localiza la Cueva de Valporquero. La serie carbonífera que conforma el karst está delimitado tanto a muro como a techo por fallas inversas de edad hercínica, buzantes unos 75° al norte. El cabalgamiento de Valporquero constituye el límite norte y el cabalgamiento de Roza el meridional.

#### 9.2.3.2. Hidroquímica de las aguas subterráneas

La composición química de las aguas subterráneas del macizo kárstico aporta información sobre la solubilidad de las rocas y sobre la procedencia de los aportes. Para el estudio hidroquímico se han tenido en cuenta los datos del muestreo realizado en el interior del sistema kárstico de Valporquero por el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) en el año 1997 (Durán y Heredia, 1997) y los de los estudios efectuados por la UAM (López Martínez *et al.*, 1998, 2000). Los muestreos de las aguas se han realizado en las siguientes

fechas: agosto de 1996, 08/09/97 (1997), 01/03/99 (1999a) y 18/09/99 (1999b). La hidrología del macizo ha sido tratada anteriormente en el apartado 7.2. Las cifras entre paréntesis corresponden a como se han indicado en las tablas.

Los puntos donde se han tomado las muestras de agua son los siguientes (Fig. 50):

Estación 1: Entrada a la Cueva de Valporquero

Estación 2: Conexión con el curso activo

Estación 3: Sala Peñalba

Estación 4: La Covona

Estación 5: Surgencia de la Boca del Infierno

Durante el muestreo de las aguas del sistema kárstico de Valporquero, ciertos parámetros inestables han sido tomados *in situ*. Sus valores están reflejados en la Tabla 11. Para su medida se ha utilizado un electrodo de pH, marca CRISON, con una precisión de  $\pm 0,05$  unidades de pH y un conductivímetro CRISON con una precisión de  $\pm 1 \mu\text{S}/\text{cm}$ . Además se realizó una volumetría para determinar la alcalinidad de las aguas mediante un kit de campo HANNA, con una precisión  $\pm 3,5 \text{ mg/l}$ .

Las medidas en el campo se han complementado con los análisis químicos completos realizados en el laboratorio del ITGE, cuyos resultados están señalados en la Tabla 12. Se aprecia que todas las aguas muestreadas son fundamentalmente bicarbonatadas cálcicas, con bajos contenidos en Mg y Na. Esta composición es característica de macizos calcáreos y similar a la obtenida en trabajos anteriores en la misma zona (Durán y Heredia, 1997; Durán *et al.*, 1999).

Se aprecian valores algo más altos de la salinidad (expresada por la conductividad eléctrica) en la Estación 1, con concentraciones más elevadas de sodio, potasio, cloruros, nitratos, materia orgánica y sílice. Por otra parte, entre la entrada a la Cueva de Valporquero (Estación 1) y La Covona (Estación 4) se aprecia (Tabla 12) una disminución de la conductividad eléctrica y en general de los contenidos iónicos, lo que induce a pensar en la influencia, dentro del sistema kárstico, de aportes de aguas menos mineralizadas las cuales provocan una dilución de las concentraciones.

Los valores de temperatura en las aguas subterráneas dentro del karst, vienen determinados por las condiciones ambientales del entorno (Tabla 11). Excepto en la Estación 1, que posee una clara influencia de los agentes atmosféricos externos, el resto de las muestras presentan, una temperatura media de las aguas del endokarst de  $8,3^\circ\text{C}$ .

Es de destacar el mayor contenido en bicarbonatos y en nitratos (Tabla 12) de la Estación 1 frente a los obtenidos a la salida del río subterráneo en La Covona (Estación 4). Este hecho puede atribuirse a que la entrada de la Cueva de Valporquero se encuentra próxima al pueblo y aguas abajo de una zona de pastos con un desarrollo relativamente importante de suelo, lo que favorece el aumento de  $\text{CO}_2$  edáfico y por lo tanto también la capacidad del agua para disolver los carbonatos, además de una mayor concentración de materia orgánica y de nitratos en las aguas. Por el contrario, los aportes de aguas que llegan al río subterráneo proceden del sur del macizo, donde la recarga se produce en zonas altas a través de lapiazes desnudos, con suelos poco desarrollados o inexistentes, lo que permite una rápida infiltración y circulación vertical del agua y por lo tanto un menor contenido iónico en la misma. La comparación con aguas del macizo de Fresneda, cuyos contenidos iónicos son también más bajos (Estación 5) y donde no existen núcleos de población ni suelos favorables para la ganadería, pone de manifiesto el efecto del impacto antrópico sobre las aguas subterráneas.

Parámetros medidos	Estación 1			Estación 2			Estación 3			Estación 4			Estación 5		
	1997	1999a	1999b	1997	1999a	1999b	1997	1999a	1999b	1997	1999a	1999b	1997	1999a	1999b
Temperatura ambiente (°C)	11,6	4,9	8,8	10,3	7	8,6	10,5	-	8,2	12,2	4,7	-	20,5	8,1	10,9
Temperatura del agua (°C)	10,4	6,1	8,9	8,9	8,5	8,5	8,5	-	8,3	8,6	7	-	9,3	8	8,9
Cond. eléctrica (µS/cm)	347	291	323	269	347	246	272	-	259	271	253	-	218	215	211
pH	8,33	8,66	8,37	7,92	8,43	8,27	8,27	-	8,24	8,25	8,58	-	8,25	8,45	8,06
Bicarbonatos (mg/l)	161,04	-	-	146,4	-	195,2	146,4	-	146,4	139,08	-	-	128,1	-	146,4
Carbonatos (mg/l)	0	-	-	0	-	-	0	-	-	0	-	-	0	-	-

Tabla 11. Parámetros ambientales e hidroquímicos medidos *in situ* en el sistema kárstico de Valporquero y el Pozo del Infierno, durante los muestreos de los años 1997 y 1999. Situación de las estaciones indicada en el texto y en la Fig. 50.

	Estación 1			Estación 2			Estación 3			Estación 4			Estación 5		
	1997	1999a	1999b	1997	1999a	1999b	1997	1999a	1999b	1997	1999a	1999b	1997	1999a	1999b
Sodio, Na <sup>+</sup>	5	2	3	2	1	2	2	-	2	2	1	-	1	1	1
Potasio, K <sup>+</sup>	4	1	3	1	1	1	1	-	1	1	1	-	<0,5	<0,5	<0,5
Calcio, Ca <sup>2+</sup>	56	51	51	45	48	41	45	-	40	45	46	-	43	42	41
Magnesio, Mg <sup>2+</sup>	12	12	12	10	7	10	11	-	10	11	8	-	5	6	5
Amonio, NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	-	<0,05	<0,05	<0,05	-	<0,05	<0,05	<0,05
Cloruros, Cl <sup>-</sup>	10	3	3	6	2	2	7	-	2	6	3	-	4	2	1
Sulfatos, SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	7	16	16	4	16	7	4	-	7	2	9	-	4	9	9
Bicarbonatos, HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	200	182	172	165	156	149	166	-	153	170	163	-	138	140	129
Carbonatos, CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0	2	3	0	0	3	0	-	2	0	1	-	0	0	2
Nitratos, NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	10	4	13	5	2	5	5	-	5	5	2	-	2	1	3
Nitritos, NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	-	<0,05	<0,05	<0,05	-	<0,05	<0,05	<0,05
Fosfatos, PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,84	0,21	0,89	<0,05	<0,05	0,16	<0,05	-	0,13	<0,05	<0,05	-	<0,05	<0,05	<0,05
Sílice, Si O <sub>2</sub>	5,6	2	3,6	3,7	2,6	3,5	3,5	-	3,4	3,3	2,6	-	2,5	1,4	1,5
Conductividad eléctrica (µS/cm)	330	285	308	258	245	244	259	-	246	262	250	-	212	214	211
pH	8,0	8,3	8,5	7,9	8,1	8,5	8,0	-	8,4	7,8	8,2	-	7,9	7,9	8,3

Tabla 12. Resultado de los análisis químicos de las aguas efectuadas en el laboratorio. Todos los valores incluidos, excepto los de pH y conductividad eléctrica, son en mg/l. Situación de las estaciones de muestreo indicada en el texto y en la Fig. 50.

Al comparar los resultados anteriores con los obtenidos por el ITGE en los muestreos realizados en agosto de 1996 (Durán y Heredia, 1997), se aprecia cierta similitud entre ellos (Tabla 13). Únicamente tres de estos puntos de muestreo coinciden con las estaciones de los años 1997, 1999a y 1999b, son: Estación 1, Estación 2 y Estación 4. Las aguas a la entrada del sistema kárstico muestran en ambos casos un mayor contenido iónico, disminuyendo este a partir del segundo punto de muestreo, lo que indicaría una dilución debida a los aportes de agua dentro del propio endokarst.

	Estación 1	Estación 2	Estación 4
Temp. ambiente (°C)	11,8	94	12
Temp. del agua (°C)	8,2	8,1	8,5
Conductividad eléctrica (µS/cm)	317	249	252
pH	7,8	8,2	8,3
Sodio, Na <sup>+</sup>	5	1	1
Potasio, K <sup>+</sup>	4	1	1
Calcio, Ca <sup>2+</sup>	48	42	42
Magnesio, Mg <sup>2+</sup>	16	13	13
Cloruros, Cl <sup>-</sup>	5	3	2
Sulfatos, SO <sub>4</sub> <sup>=</sup>	10	10	5
Bicarbonatos, HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	204	157	158
Carbonatos, CO <sub>3</sub> <sup>=</sup>	0	10	12
Nitratos, NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	8	3	4
Fosfatos, PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	1	0,07	0,09
Sílice, Si O <sub>2</sub>	7,4	4,3	4,3

Tabla 13. Resultados de los análisis químicos realizados por el ITGE, en agosto de 1996, en el sistema kárstico de Valporquero. Todos los valores excepto los de temperatura, pH y conductividad eléctrica son en mg/l.

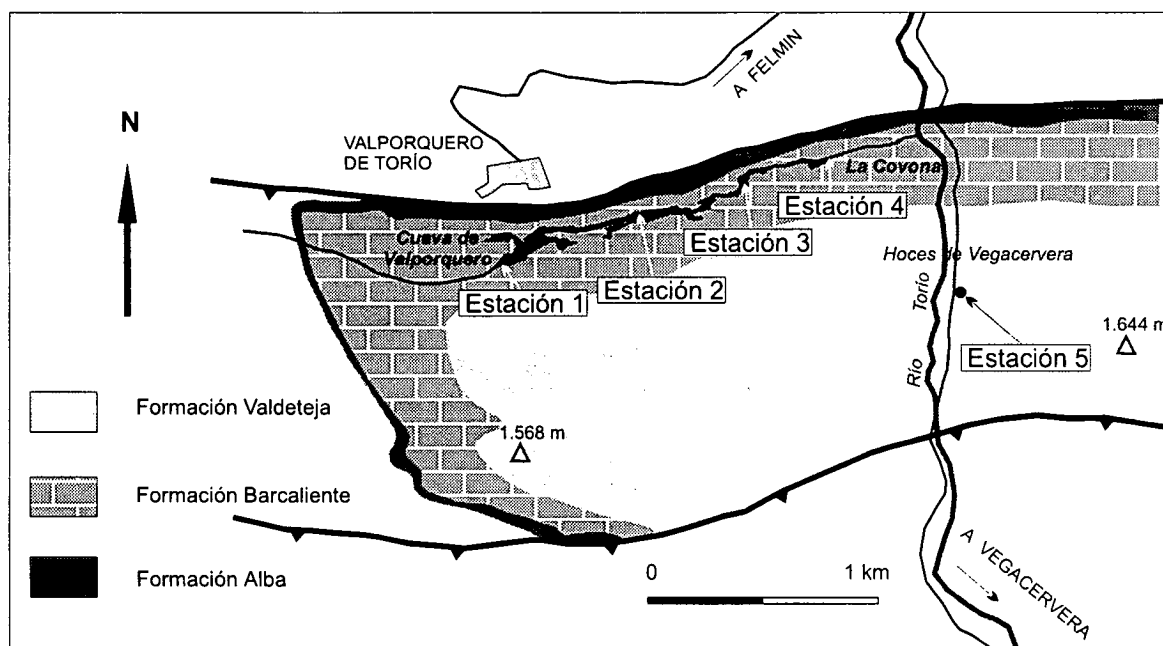


Fig. 50. Situación de las estaciones de muestreo de aguas en el macizo kárstico de Valporquero.

### 9.2.3.3. Geomorfología exokárstica

Los rasgos geomorfológicos generales de la zona han sido estudiados con anterioridad por Marquín *et al.* (1991), encontrándose reseñados en la memoria de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, nº 103 (Pola de Gordón). En el Mapa Geológico de la Provincia de León (escala 1:200.000) se hace mención también a las características geomorfológicas de la región (Rodríguez y Heredia, 1994).

Estudios centrados en el entorno de la Cueva de Valporquero son los realizados por el ITGE (Durán y Heredia, 1997) y por la UAM (López Martínez *et al.*, 1998) para la Diputación Provincial de León. En dichos trabajos se incluye un mapa geomorfológico de la cuenca del arroyo de Valporquero y de las Hoces de Vegacervera. Sobre la geomorfología del macizo existe también el trabajo de Barea *et al.* (1998).

Los procesos erosivos y los fenómenos de disolución han modelado intensamente el macizo kárstico de Valporquero, produciendo una gran diversidad de formas exokársticas. Destacan por su abundancia y extensión los lapiaces y las depresiones cerradas. Otras formas erosivas presentes en el área, son las incisiones fluvio-kársticas o cañones. También cabe destacar la presencia de depósitos travertínicos bien desarrollados con varios edificios escalonados, a la salida del sistema kárstico. La distribución de formas y depósitos superficiales se encuentra representada en el mapa geomorfológico adjunto (Fig. 51).

#### *Lapiaces*

Se presentan en todo el macizo kárstico de Valporquero, aunque su distribución y abundancia es diferente según que se sitúen sobre la Formación Barcaliente o en la Formación Valdeteja.

En la Formación Barcaliente la existencia de lapiaces está condicionada por la composición dolomítica de la roca y por existir un mayor desarrollo edáfico sobre ella. Generalmente los lapiaces se presentan dispersos y semicubiertos por suelos. Ocasionalmente, en puntos de elevada pendiente, aparecen lapiaces en regueros. Las formas predominantes son lapiaces alveolares, con *kamenitzas* y perforaciones cilindroideas.

Los lapiaces en la Formación Valdeteja presentan una gran diversidad de formas y tamaños, habiéndose formado sobre roca desnuda de composición fundamentalmente calcítica. Los tipos presentes abarcan desde microlapiaces hasta grandes acanaladuras y formas en agujas. Son muy abundantes las hendiduras y fisuras ensanchadas por disolución, así como las superficies planas con lapiaces bien desarrollados, donde los procesos de meteorización química han actuado a favor del enrejado de fallas y diaclasas de la roca. La acción de la gelifracción ha jugado también un importante papel, fragmentando la roca y contribuyendo a recubrir los fondos de las depresiones y hendiduras con una delgada capa de sedimentos con abundantes restos angulosos de roca.

#### *Depresiones cerradas*

Uno de los elementos morfológicos superficiales más destacables del exokarst de Valporquero son las dolinas, predominando en ellas las formas subelípticas y circulares. Sus tamaños son muy diversos, variando los diámetros desde pocos metros hasta más de 400 m. Las dolinas presentan ciertas diferencias morfológicas, según que se encuentren desarrolladas sobre la Formación Barcaliente o en la Formación Valdeteja.

Las dolinas desarrolladas sobre la Formación Barcaliente se caracterizan por presentar fondo plano, bordes suaves y formas redondeadas. El relleno de las mismas está constituido principalmente por arcillas de descalcificación y materiales detríticos. La mayoría son de tamaño medio, alrededor de 10 m de diámetro, aunque pueden alcanzar 400 m. Las dolinas son relativamente abundantes en las proximidades del pueblo de Valporquero de Torío. De grandes dimensiones es la dolina en la que se sitúa el aparcamiento cercano a la entrada de la Cueva de Valporquero.

La Formación Valdeteja presenta mayor cantidad de dolinas que la Formación Barcaliente. Estas son especialmente abundantes en las zonas altas amesetadas, tanto en el macizo de Valporquero como en el macizo de Fresneda, presentando tamaños que no sobrepasan los 20 m de diámetro. Sus bordes son abruptos, resultando algunas de ellas puntos de infiltración localizados hacia el endokarst (torcas, pozos de nieve). La forma en embudo de estas dolinas propicia que sus fondos se encuentren ocupados por bloques calizos desprendidos de sus bordes, así como por acumulaciones ricas en materia orgánica y restos vegetales.

El desarrollo de las dolinas parece seguir directrices estructurales, marcadas en el caso de la Formación Barcaliente por los planos de estratificación y en la Formación Valdeteja por fallas con orientación SO-NE y N-S.

### ***Otras formas***

En el macizo kárstico de Valporquero existen varios cañones, asociados a los dos cauces fluviales más importantes de la zona: el río Torío y el arroyo de Valporquero. Estas incisiones fluviokársticas son el resultado del encajamiento de la red fluvial en la cuenca del Duero, y del levantamiento de la Cornisa Cantábrica durante el Plioceno y el Cuaternario (Marquinez, 1990).

El arroyo de Valporquero, que discurre en la parte alta de su cuenca por materiales impermeables, al entrar en contacto con las rocas carbonatadas de la Formación Barcaliente forma un cañón de unos 500 m de longitud que, en algunos puntos, supera los 25 m de profundidad. Al principio el cauce del arroyo es plano y con una anchura de varios metros, circulando sobre sedimentos fluviales. Aguas abajo se torna estrecho y escarpado, formando varias cascadas al aproximarse a la dolina donde se sitúa la Cueva de Valporquero. Tras 1.500 m de circulación subterránea, el arroyo de Valporquero resurge en La Covona. Antes de unirse con el río Torío el arroyo forma un angosto cañón de 300 m de longitud, salvando un desnivel de 60 m gracias a dos cascadas constituidas por edificios travertínicos.

El río Torío a su paso por el macizo de Valporquero y al atravesar la Formación Valdeteja ha labrado un profundo cañón, con paredes que alcanzan 500 m de altura, conocido como Hoces de Vegacervera.

### ***Depósitos***

Los principales depósitos superficiales que aparecen en el karst de Valporquero son arcillas de descalcificación y materiales detríticos que rellenan el fondo de las dolinas. Estos son especialmente abundantes en las depresiones cerradas formadas sobre la Formación Barcaliente.

Otros depósitos superficiales son los travertinos. Estos se han formado a la salida de La Covona, surgencia principal del sistema kárstico de Valporquero, y dan lugar a dos cascadas escalonadas. La más próxima a la surgencia alcanza una altura de 30 m y la segunda ronda los

20 m. En la base de esta última existe una surgencia procedente de una cueva de escaso recorrido que contiene abundantes espeleotemas.

#### 9.2.3.4. Geomorfología endokárstica

La cavidad más importante del macizo de Valporquero es el sistema kárstico del mismo nombre. Ésta cavidad está formada por una amplia red de conductos subterráneos con un desarrollo de 3.498 m (Calvo, 1995). Presenta tres accesos naturales, cuyas bocas se encuentran a diferentes cotas: la Cueva de Valporquero (1.309 m s.n.m.), el Sil de las Perlas (1.360 m) y La Covona (1.139 m). Recientes investigaciones realizadas en el área, han permitido descubrir una antigua entrada a la red kárstica de Valporquero, denominada Paleocovona (1.260 m). Esta cueva está actualmente desconectada del resto del sistema subterráneo y su inclusión elevaría el desarrollo longitudinal del conjunto a 3.524 m (Durán y Heredia, 1997).

Existen diferentes trabajos con referencia al endokarst de la zona (Redondo, 1980), siendo más abundantes los centrados en el área próxima a la Cueva de Valporquero y la descripción de la misma (Santamarta, 1974; Sánchez, 1983; Altable, 1992; Baquero, 1992; Calvo, 1995). Cabe destacar también otros estudios en los que se describen en detalle la morfología del sistema kárstico de Valporquero (Durán y Heredia, 1997), sus depósitos endokársticos (Barea *et al.*, 1998a; López Martínez *et al.*, 1998), o los parámetros microambientales de la cavidad (López Martínez *et al.*, 2000).

A través del sistema kárstico de Valporquero se produce el drenaje subterráneo del arroyo de Valporquero hacia el río Torío. En la actualidad, el sistema posee 1.300 m de longitud habilitados para la visita turística (Altable, 1992). Además de su espectacularidad y belleza, la Cueva de Valporquero posee formas y depósitos endokársticos que contienen una valiosa información sobre la evolución geológica, geomorfológica y paleoambiental de la zona.

En el macizo de Valporquero existen otras cavidades conocidas de menor importancia y desarrollo, siendo las más significativas la Cueva de la Reja, el Pozo del Infierno, la Cueva del Rubio y la Cueva de la Rubia.

##### 9.2.3.4.1. Antecedentes espeleológicos

Conocida por los lugareños desde tiempos remotos, la Cueva de Valporquero recibió visitas e incursiones desde principios del siglo XX. En 1937 una de esas expediciones consiguió descubrir el curso activo de la cueva (Santamarta, 1974). En la década de los 50 y hasta el año 1961, la cavidad fue explorada íntegramente por espeleólogos leoneses de la Sociedad del Casino de León (Puch, 1987). En 1965 comenzaron las obras de acondicionamiento para el turismo; en ese momento el desarrollo de la cueva fue estimado en 3.200 m. Durante la Semana Santa de 1982 los grupos de espeleología de la Robla (GER) y de Matallana (GEM) levantaron una nueva topografía de los conductos explorados, resultando un desarrollo de 3.120 m (Sánchez, 1983). En la primavera de 1995 el grupo espeleológico de la Robla efectuó una revisión topográfica, descubriendo nuevas galerías y sumando así algunos metros más al sistema, con lo que este pasó a tener 3.498 m topografiados (Calvo, 1995). Recientes estudios espeleométricos en la Cueva de Valporquero revelan un vacío subterráneo de unos 493.000 m<sup>3</sup>, de los cuales 261.000 m<sup>3</sup> corresponden al sector visitable y 232.000 m<sup>3</sup> a la parte no habilitada para el turismo (López Martínez *et al.*, 1998).



### 9.2.3.4.2. Sistema kárstico de Valporquero

La Cueva de Valporquero está situada en el fondo de una dolina que actúa como sumidero del arroyo del mismo nombre. La circulación del agua dentro de la cavidad es en sentido O-E, coincidiendo con el desarrollo predominante de la karstificación a favor de los planos de estratificación de la Formación Barcaliente, que presentan la misma dirección citada y una disposición subvertical.

El desnivel total del sistema subterráneo es de 221 m, si se considera el Sil de las Perlas, la boca de acceso más alta de las existentes, como cota cero del sistema. La diferencia de cota entre la entrada principal de la cueva (1.309 m), donde se infiltra el arroyo de Valporquero, y la surgencia de La Covona (1.139 m) es de 170 m.

En el sistema kárstico de Valporquero pueden diferenciarse tres niveles o pisos, dos superiores inactivos o fósiles, y uno inferior activo, por el cual circula en la actualidad el río subterráneo (Fig. 52). En algunos puntos de la cavidad, los tres pisos se encuentran conectados mediante galerías y pozos.

Forman parte del sector inactivo las galerías y salas de Pequeñas Maravillas, Cementerio Estalagmítico, Gran Vía, Columna Solitaria, Grandes Maravillas y Sil de las Perlas, así como la Paleocovona (Fig. 52). Esta última, en la actualidad desconectada físicamente de los otros conductos, constituye una antigua surgencia del sistema, correspondiente al periodo en el que el río subterráneo circulaba por el nivel superior con una pendiente menor que la actual.

La sala más grande de la cavidad es la denominada Gran Rotonda, con un volumen de vacío subterráneo superior a los 50.000 m<sup>3</sup> y una orientación NE-SO, ligeramente diferente de la dirección general del sistema (E-O). Del nivel intermedio sólo se conoce la sala de las Hadas, un tramo de galería colgado tras el sifón de las Hadas y una pequeña sala situada bajo el sector comprendido entre Columna Solitaria y Grandes Maravillas (Fig. 52).

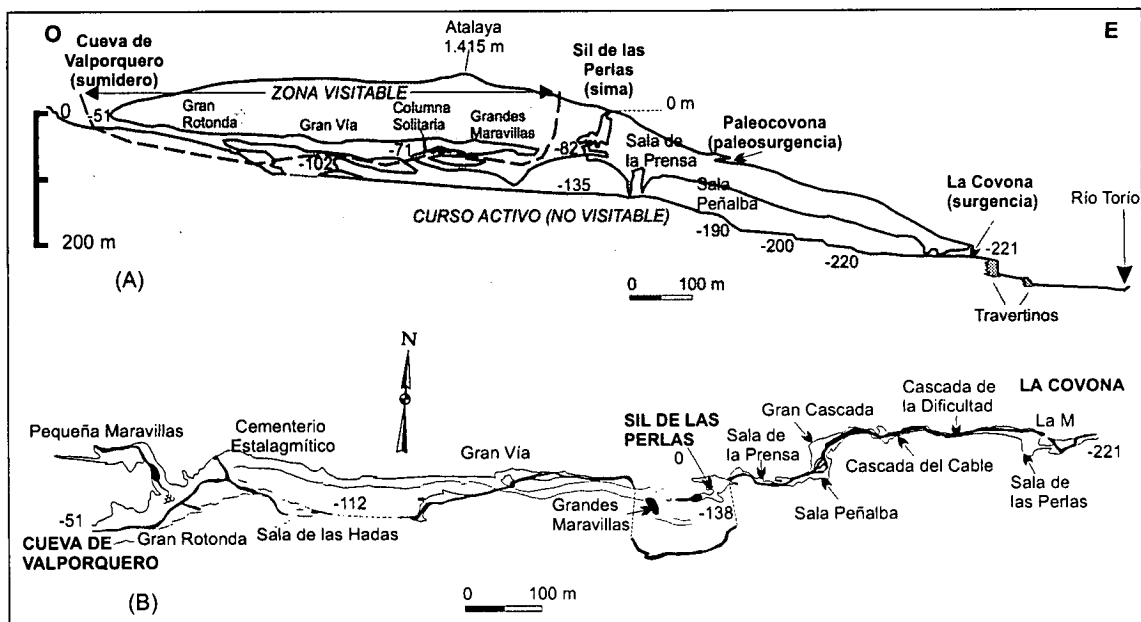


Fig. 52. Topografía en perfil (A) y en planta (B) del sistema kárstico de Valporquero. Las cifras con valores negativos corresponden a desniveles, en metros, desde el Sil de la Perlas. Realizada por los grupos espeológicos de Matallana y de la Robla, en 1983.

Tras el sifón situado al final de la sala de las Hadas y después de 133 m de circulación por galerías totalmente inundadas, el agua resurge en el punto más alto conocido del curso activo (Fig. 52). En ese lugar su caudal es superior al inicial, debido a los aportes laterales que vierten directamente al sifón. La morfología general del cauce activo es de tipo cañón, con una anchura entre 1 y 6 m, y una altura, en muchos puntos, superior a 60 m. A lo largo del mismo existen varias cascadas y barreras constituidas por coladas estalagmíticas.

### **Depósitos detríticos**

Las galerías del sistema kárstico de Valporquero presentan gran cantidad de sedimentos detríticos, constituidos por cantos, arenas, limos y arcillas. Estos materiales se disponen en la cavidad en forma de rellenos sin ordenación interna aparente o bien formando terrazas, dependiendo del mecanismo de transporte y de la morfología de los conductos.

Las terrazas endokársticas raras veces presentan secuencias complejas en el sistema kárstico de Valporquero, limitándose, en general, a niveles suspendidos sobre el cauce, el cual circula sobre un lecho arenoso o de gravas.

Los bloques provienen casi siempre de reajustes geomecánicos del techo de las bóvedas y de las paredes. Sus dimensiones llegan a superar la decena de metros. Estos bloques son posteriormente retrabajados por la acción fluvial, reduciéndose su tamaño y redondeándose sus aristas. La fracción arenosa transportada por el agua produce, además, un pulido característico, dándoles un aspecto mate.

La descripción de los sedimentos detríticos dentro del sistema kárstico de Valporquero se ha hecho en función de su situación altitudinal dentro de la cavidad. De modo que, se describen primero los depósitos más altos y próximos a la entrada de la Cueva de Valporquero, para continuar con los situados aguas abajo hasta llegar a La Covona. La localización de las terrazas y demás depósitos detríticos estudiados se señala en la Figura 53.

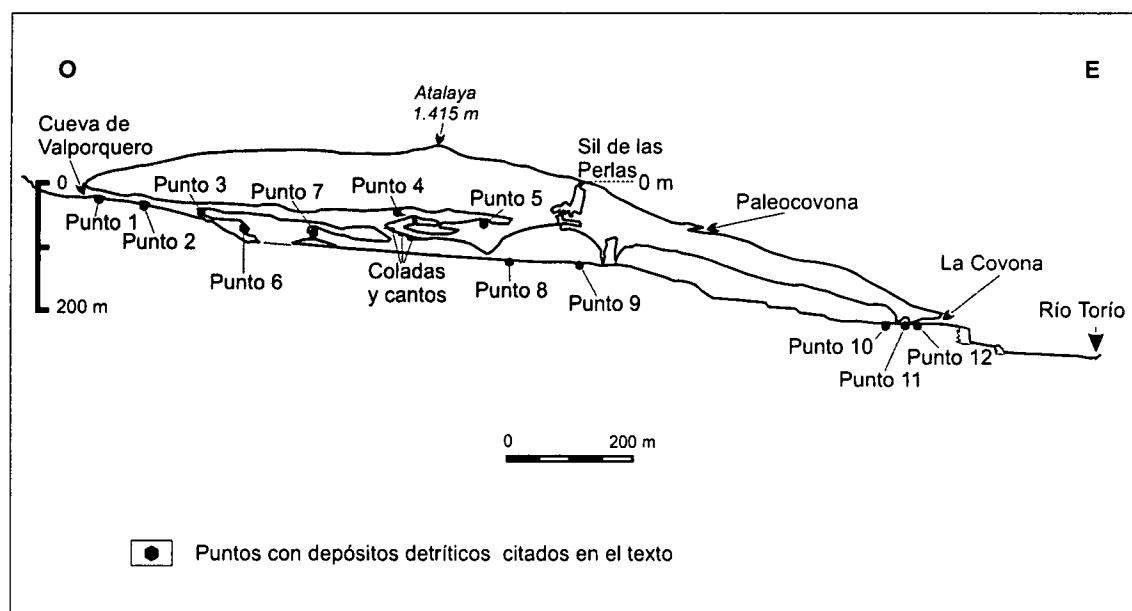


Fig. 53. Localización en el sistema kárstico de Valporquero de los depósitos detríticos endokársticos citados en el texto. Las cifras con valores negativos corresponden a desniveles, en metros, desde el Sil de las Perlas.

Cerca de la entrada de la Cueva de Valporquero (**Punto 1**, Fig. 53), junto al camino, aparecen restos de una terraza fluviokárstica colgada 4 m sobre el actual cauce subterráneo. Este depósito presenta un espesor inferior a un metro y está compuesto por diferentes lechos de sedimentos detríticos. La base de dicha terraza la constituyen bloques de tamaño decimétricos. Hacia el techo, los bloques pasan a gravas subredondeadas incluidas en una matriz arenosa. Sobre la terraza existen grandes bloques de tamaño métrico que podrían corresponder a reajustes geomecánicos locales de la bóveda de la sala de Gran Rotonda o bien reflejar actividad sismotectónica. Unos 15 m más adelante, sobre esta terraza aparecen arenas finas, bien clasificadas. No se han encontrado restos de fauna en los depósitos citados. En general, sobre los bloques que recubren a los sedimentos detríticos se ha formado una colada estalagmítica.

En la entrada a la sala de Pequeñas Maravillas desde la Gran Rotonda, existe un antiguo nivel de relleno, formado por bloques y cantos subredondeados (**Punto 2**, Fig. 53). Estos se encuentran cementados por una matriz arenosa-carbonatada y adheridos en la pared este de dicha sala, a unos 4 m de altura sobre el recorrido turístico.

Junto a las escaleras de acceso al Cementerio Estalagmítico pueden observarse restos del antiguo nivel de colmatación que debió existir en parte de la sala de Gran Rotonda (**Punto 3**, Fig. 53). Las escaleras están construidas sobre estos depósitos. Su espesor supera los 4 m y está compuesto principalmente por bloques de tamaño decimétrico incluidos en una matriz arenosa, sin selección aparente. El techo de este nivel de colmatación está formado por una colada estalagmítica sobre la que se han desarrollado estalagmitas y columnas.

El nivel de colmatación antes señalado puede seguirse a lo largo de la Gran Vía y se prolonga hasta la entrada de la galería de acceso a la Columna Solitaria, que es el punto más alto del recorrido turístico. Junto a las escaleras que dan acceso a este lugar (2 m por debajo de la Columna Solitaria), se encuentra un nivel de sedimentos detríticos adheridos a las paredes (**Punto 4**, Fig. 53). Este depósito está formado por cantos subredondeados de hasta 13 cm (excepcionalmente hasta 16 cm), cementados por una matriz arenosa con abundante grava. Unos 4 m por encima existen otros dos niveles separados por menos de 1 m. El inferior está constituido por grandes bloques subredondeados de hasta 40 cm. No se ha podido describir el nivel superior por encontrarse a más de 8 m sobre el recorrido habilitado.

En la sala de Grandes Maravillas (**Punto 5**, Fig. 53) también existen igualmente sedimentos detríticos. La plataforma construida en la sala se asienta sobre dicho relleno. Este se compone principalmente de arena y cantos de tamaño centimétrico. Los cantos han servido como núcleo para la cristalización de los espeleotemas epiacuáticos que existen en la parte baja de la sala de Grandes Maravillas.

Desde la Gran Rotonda se accede a la sala de las Hadas. En el extremo oriental de esta última sala existen, sobre las paredes y espeleotemas, abundantes restos de arcillas pardas (**Punto 6**, Fig. 53). Su origen es producto de la decantación de materiales finos tras sifonarse por completo dicha galería. Una evidencia que parece confirmar esta hipótesis es la presencia de restos vegetales en forma de carbones adheridos sobre las arcillas. Estos carbones podrían tener su origen en antiguos incendios en la cuenca alta del arroyo de Valporquero, probablemente provocados con el fin de liberar zonas boscosas para pastos.

En el curso activo del sistema kárstico de Valporquero también existen sedimentos detríticos, aunque su abundancia es significativamente menor que en las galerías habilitadas para la visita turística.

El tramo alto del curso activo, antes de la conexión con el sector turístico, presenta unas dimensiones algo menores que el resto del río subterráneo. Su anchura varía entre 1 y 2 m, ocupando el agua la totalidad del fondo de la galería. Existen abundantes bloques de tamaño métrico empotrados, producto de los desprendimientos de paredes y techos. Unos 30 m antes del sifón situado aguas arriba (**Punto 7**, Fig. 53), existe una galería ascendente donde es posible observar restos de una terraza, situada 20 m por encima del cauce actual. Este depósito, que llega a superar en algunos puntos 1 m de espesor, está formado por arenas, en las que es posible encontrar niveles de cantos subredondeados de hasta 7 cm. Los materiales que constituyen la terraza tienen un carácter granodecreciente, finalizando con lechos de arenas finas. También son reseñables las manchas de arcilla, en forma de piel de leopardo, situadas sobre las paredes de la galería.

Aguas abajo y próximos a la conexión con el Sil de las Perlas se reconocen niveles de cantos subredondeados, cementados y adheridos a las paredes de ambos lados (**Punto 8**, Fig. 53). Estos depósitos, con un espesor de 50 cm, se sitúan a 60 cm por encima del actual cauce, en un punto donde la anchura de la galería no supera los 2 m. Pueden distinguirse dos niveles diferentes, uno inferior, de 30 cm, donde predominan grandes cantos de hasta 30 cm con formas paralelepípedicas y otro superior, de 20 cm de espesor, en el que los cantos no superan los 6-7 cm. Aguas abajo, estos depósitos son cada vez más escasos y están peor conservados. Unos 50 m más adelante, junto a un resalte de 5 m que forma la galería, se encuentra otro depósito similar, aunque en este caso los dos niveles de cantos están separados entre sí 1,60 m.

En la Sala de la Prensa, antes de la Sala Peñalba, existe a la derecha una gran colada que cementa 4 niveles de cantos (**Punto 9**, Fig. 53). Algunos tiene tamaños próximos a los 30 cm, habiendo quedado al descubierto por la erosión del río. Más adelante ya no se reconoce este tipo de depósitos, excepto en la cabecera de la Gran Cascada, donde existe un sedimento similar que tapiza el suelo.

A pocos metros del sifón terminal, antes del lugar conocido por su peculiar morfología como “la M”, y cubriendo parcialmente la sala de las Perlas existe una importante acumulación de sedimentos detríticos que forman una importante terraza fluviokárstica (**Punto 11**, Fig. 53). Esta terraza ha quedado bien conservada gracias a la morfología de la sala en forma de fondo de saco, lo que ha evitado que los procesos erosivos dismantelen por completo el depósito. El espesor de la terraza ronda los 2 m y está formada por diferentes lechos, los cuales son descritos a continuación de base a techo:

- 65 cm de arcillas masivas.
- 14 cm de gravas subredondeadas, con granoselección positiva, de hasta 3,5 cm de diámetro.
- 23 cm de cantos redondeados de hasta 8 cm de diámetro.
- 90 cm de arenas con abundantes restos de carbón vegetal.

Unos 30 m aguas arriba de este depósito, en el margen derecho del río subterráneo, apoyada sobre roca y adosada a la pared, se conserva otra terraza formada por sedimentos detríticos. Su potencia varía entre 1,75 y 2,27 m (**Punto 10**, Fig. 53) y la altura respecto al cauce del río es de 1 m, aproximadamente. En ella pueden distinguirse diferentes niveles formados de base a techo por:

- 8 cm de cantos subredondeados cementados, de hasta 11 cm de diámetro.
- 8 cm de cantos subredondeados, de hasta 7 cm de diámetro.

- 23 cm de gravas sin matriz. El conjunto presenta carácter granodecreciente. Cerca de su base aparece un nivel negro, debido a la presencia de óxido de manganeso que cubre las gravas.
- 65 cm de cantos redondeados de hasta 8 cm, en los que pueden reconocerse dos secuencias de carácter granodecrecientes. En la inferior, los cantos están unidos por una matriz arenosa, mientras que la superior no tiene matriz. En ambos casos, en la base de las secuencias existe un nivel de óxido de manganeso.
- 20 cm de arenas ocreas con cantos dispersos.
- 15 cm de cantos redondeados cementados, de hasta 10 cm de diámetro.

La salida al exterior del río subterráneo se produce a través de La Covona. En sus paredes es posible observar, a unos 4-5 m de altura, una marca oscura producida por el agua. Esta señal debe corresponder a un nivel de inundación de un periodo en el que el caudal del río era más elevado. La progresión por La Covona hacia Valporquero se ve interrumpida por la galería denominada la M. Se trata de una galería en forma de tubo, con un diámetro que no supera 1,5 m. Su nombre es debido a la característica forma similar a la letra eme, formándose en su punto más bajo un pequeño sifón temporal. El río subterráneo, sin embargo, circula actualmente por un sifón que surge al final de la galería de La Covona. En un lateral de esta galería, antes de acceder a la M, existe una terraza constituida por sedimentos detríticos fluviokársticos (**Punto 12**, Fig. 53). Su espesor ronda los 2 m y está compuesta por arenas y arcillas. Esta terraza ha colmatado la antigua galería que conectaba directamente con el curso activo de Valporquero, por lo que su génesis y características sedimentológicas son análogas al depósito existente al final de la Sala de las Perlas (**Punto 11**, Fig. 53).

### *Depósitos de precipitación química*

Los depósitos de precipitación química son muy abundantes en el sistema kárstico de Valporquero, con especial profusión en los niveles inactivos (Fig. 54). Las salas de Pequeñas Maravillas y, sobre todo, de Grandes Maravillas son un buen ejemplo de ello. Estalactitas, estalagmitas, banderas, fistulosas y gours tapizan las paredes y suelos en numerosos lugares.

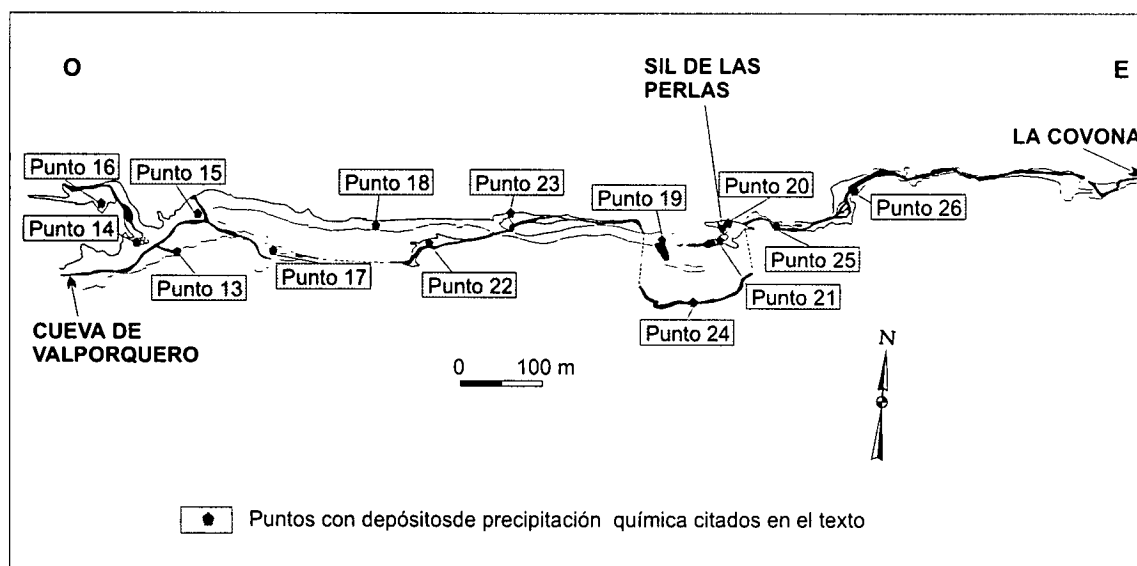


Fig. 54. Localización en el sistema kárstico de Valporquero de los depósitos de precipitación química citados en el texto. Las cifras con valores negativos corresponden a desniveles, en metros, desde el Sil de las Perlas.

Además de las morfologías anteriores, formadas todas ellas en condiciones subaéreas, existen en la cavidad espeleotemas epiacuáticos visibles en Pequeñas Maravillas, Grandes Maravillas y Sil de las Perlas. En estos dos últimos lugares existen todavía lagos residuales, que responden a antiguas fases de inundación o a períodos de aguas más altas. Este hecho es observable al conservarse varios niveles continuos, en forma de aceras calcíticas, alrededor del perímetro de las salas citadas. En el caso de Grandes Maravillas el más alto de estos niveles se encuentra unos 8 m por encima del punto más bajo de la sala. Las morfologías más comunes entre los espeleotemas epiacuáticos son las piñas y las formas mamelonares, estas últimas propias de precipitación calcítica alrededor de cantos.

Algunos espeleotemas de la cavidad muestran evidencias de haber sufrido deformaciones, parte de ellas posiblemente de origen sismotectónico, durante o después de su formación. Este puede ser el caso de algunas estalagmitas inclinadas en Grandes Maravillas y Gran Rotonda, o de las acumulaciones de grandes bloques y fragmentos de espeleotemas caídos (Cementerio Estalagmítico, Gran Vía y Hadas).

En la sala de Gran Rotonda, próxima a la entrada al sistema kárstico, las estalactitas son muy abundantes, así como las coladas. En el lateral meridional de la sala, frente a la entrada a Pequeñas Maravillas, existe una gran colada estalagmítica, de más de 20 m de altura, procedente de una galería colgada (**Punto 13**, Fig. 54). Esta ocupa parte de la sala y cubre parcialmente los grandes bloques existentes en el lugar, procedentes de reajustes geomecánicos del techo. Cabe destacar, igualmente, el conjunto de gours formados por el tributario del río de Valporquero procedente de Pequeñas Maravillas (**Punto 14**, Fig. 54). En la parte más baja de la sala existen estalagmitas con morfología planar, debido a la gran altura a la que se sitúan los goteos que las alimentan (**Punto 15**, Fig. 54).

Desde la sala de Gran Rotonda se accede a Pequeña Maravillas; esta última sala se caracteriza por presentar abundantes estalactitas, estalagmitas y columnas de gran tamaño (**Punto 16**, Fig. 54). Algunas de las columnas superan los 6 m de altura. Cabe destacar la existencia en la sala de dos pequeños lagos, en los que sobre la superficie del agua puede observarse calcita flotante, además de espeleotemas epiacuáticos formados alrededor de estalagmitas y columnas.

En la sala de las Hadas y a través de una serie de cascadas, circula el río subterráneo hasta desaparecer en un sifón. Los espeleotemas aquí son menos abundantes que en las salas anteriores, pero es fácil observar estalactitas, estalagmitas y columnas de tamaño decimétrico (**Punto 17**, Fig. 54).

En el extremo NE de la Gran Rotonda se abre la Gran Vía. Se trata de una galería colgada, situada a unos 15 m de altura sobre la sala, con más de 400 m de longitud y una orientación O-E, formada claramente a favor de los planos de estratificación. Su morfología es de tipo cañón, con altos techos y paredes subverticales. La galería comienza por el extremo oeste en el denominado Cementerio Estalagmítico. En este lugar abundan las estalactitas y estalagmitas de tamaño métrico, rotas y caídas en el suelo, que han sido posteriormente recubiertas por nuevos espeleotemas, sobre todo coladas y estalagmitas.

Algunos metros más adelante, la Gran Vía muestra dimensiones más amplias y es posible observar mejor la morfología en cañón de la galería. Los espeleotemas aquí no son tan abundantes como en otros sectores de la cueva, encontrándose en los laterales del recorrido turístico algunas estalagmitas de escasa altura con la superficie de coronación plana, como las descritas en Pequeñas Maravillas (**Punto 18**, Fig. 54).

En el extremo este de la Gran Vía se abre la sala de Grandes Maravillas. Esta sala se caracteriza por la abundancia y la variedad de espeleotemas, siendo posible observar estalactitas, estalagmitas, columnas, banderas, espeleotemas epiacuáticos y coladas (**Punto 19**, Fig. 54). Algunas de estas formaciones tienen longitudes métricas y diámetros que pueden superar un metro. Es destacable también la presencia, sobre todo en la parte más baja de la salas de abundantes formas mamelonares y en piña, como resultado de la cristalización de grandes cristales romboédricos de calcita, denominados *spar* o cristales en diente de perro. Para su formación se deben cumplir tres condiciones: que se formen bajo una lámina de agua sobresaturada en carbonato cálcico, ausencia de turbulencias o agitación y períodos de tiempo suficientemente prolongados como para permitir el crecimiento.

La amplia variedad de formas y tipos de espeleotemas presentes en la sala de Grandes Maravillas, pone de manifiesto una evolución compleja, en la que pueden reconocerse varias etapas de concrecionamiento:

- una primera fase de espeleotemas subaéreos, con la generación de estalagmitas.
- formación posterior de espeleotemas epiacuáticos escalonados en diferentes episodios. Puede reconocerse un nivel de inundación o subida del nivel de agua del lago de hasta 10 m sobre el fondo.
- última generación de espeleotemas, con la formación de estalactitas, estalagmitas y coladas sobre algunos espeleotemas epiacuáticos.

El Sil de las Perlas es una sima cuyo acceso se realiza a través de una pronunciada rampa que finaliza en un pozo vertical de 25 m, abierto en el techo de una gran sala (35 x 25 x 25 m). Esta sala, como el resto de la Cueva de Valporquero, se encuentra formada a favor de planos de estratificación de la Formación Barcaliente. La cavidad presenta abundantes formas reconstructivas, como estalactitas, estalagmitas, coladas, gours y espeleotemas epiacuáticos. En la vertical del pozo de acceso, se ha formado un lapiaz de pared producido por el goteo continuo desde el techo, este proceso afecta tanto a la roca como a los espeleotemas próximos (**Punto 20**, Fig. 54). Existen, igualmente, gran cantidad de bloques de tamaño métrico, fruto de los desprendimientos y reajustes de bóveda. Sin embargo, estos se encuentran parcialmente cubiertos por coladas y estalagmitas, lo que pone de manifiesto la importancia del fenómeno de concrecionamiento en este sector del sistema kárstico.

Si continuamos descendiendo por el Sil de las Perlas, nos situaremos en otra sala que da acceso al curso activo de la Cueva de Valporquero. Este lugar se encuentra parcialmente inundado por un lago, de unos 40 cm de profundidad, siendo visibles varios niveles de inundación marcados por aceras de calcita, situándose el más alto de ellos a 2 m del suelo (**Punto 21**, Fig. 54). Debajo de él aparecen los espeleotemas epiacuáticos recubriendo las estalactitas. En los bordes de estas aceras existe una generación posterior de espeleotemas en forma de estalactitas y banderas. Por su situación dentro del sistema kárstico y la similitud de sus formas reconstructivas, esta sala correspondería a la prolongación de Grandes Maravillas.

En la parte alta del curso activo del sistema kárstico de Valporquero, aguas arriba de la conexión de la galería que enlaza con el sector turístico, no se reconocen prácticamente espeleotemas. Únicamente próximos al sifón donde existe una galería ascendente aparecen algunas estalactitas (fistulosas y excéntricas) y estalagmitas de tamaño centimétrico (**Punto 22**, Fig. 54). También cabe destacar la existencia, en este lugar, de manchas de arcilla sobre las paredes que dan un aspecto tipo piel de leopardo.

En la conexión del sector turístico con las galerías activas existen restos de un antiguo nivel de relleno. Este viene marcado por una gruesa colada estalagmítica situada a 20 m de altura sobre el lecho actual del río subterráneo de Valporquero (**Punto 23**, Fig. 54). Dicha colada tiene un espesor de 80 cm y conserva en su base cantos subredondeados de hasta 15 cm de diámetro. Unos 90 cm por encima de ella se encuentra otra colada con un espesor de 2,8 m y con cantos adheridos a su base. Esta es más oscura que la anterior y tiene un contenido mayor en material detrítico. Por su situación dentro del contexto de la galería puede decirse, a falta de datación, que dicha colada debe ser anterior a la existente por debajo de ella.

Aguas abajo de la conexión con el sector turístico, el cauce subterráneo transcurre sobre coladas estalagmíticas formadas en el lecho del río. En ocasiones engloban terrazas de cantos subredondeados formando depósitos adheridos a las paredes. Próximos a la vertical que conecta el Sil de las Perlas con el curso activo de Valporquero, existen pequeños espeleotemas en forma de uña tapizando las paredes. En este punto las coladas formadas en el cauce han creado barreras y represamientos en forma de grandes gours (**Punto 24**, Fig. 54).

La Sala de la Prensa es un ensanchamiento de forma circular del curso activo, que se caracteriza por presentar abundantes espeleotemas, sobre todo coladas parietales y estalactitas de tamaño métrico (**Punto 25**, Fig. 54). Además en el centro de la misma se ha formado una colada de color blanco de un metro de altura cubierta por microgours.

Aguas abajo de la Sala de la Prensa, debido a que los desniveles a partir de este punto son mayores, las barreras formadas por coladas estalagmíticas se encuentran parcialmente erosionadas y excavadas por el río. Estas debieron formar lagos a lo largo de todo el cauce, en momentos en que el caudal era inferior al actual. Las estalactitas y banderas son frecuentes en las zonas altas del curso activo (Sala de la Prensa, conexión con el Sil de las Perlas, etc.) disminuyendo su abundancia según nos desplazamos aguas abajo.

Tras la Gran Cascada se abre una pequeña sala donde existen tres grandes estalagmitas de color blanco (**Punto 26**, Fig. 54). En un lateral, protegida de la acción erosiva de las aguas, se ha formado una gran colada de color blanco, procedente de un pequeño conducto colgado. Posteriormente y hasta alcanzar la Sala de las Perlas no se encuentran más espeleotemas de este tipo. Sin embargo, siguen existiendo coladas formadas en el cauce del río, tanto en los tramos horizontales como en las cascadas (Cascada del Cable, Cascada de la Dificultad, Paso de la Muerte). Los saltos de agua han favorecido los procesos de precipitación, debido a la pérdida brusca de CO<sub>2</sub>. Estas coladas formadas en el lecho del río presentan marcas evidentes de erosión, como ocurre con las existentes aguas arriba.

Los últimos metros del cauce activo hasta alcanzar La Covona no presentan espeleotemas, predominando las formas de erosión, como marmitas y golpes de gubia.

#### 9.2.3.4.3. Otras cavidades

En el Macizo de Valporquero existen otras cavidades de menor desarrollo, asociadas a la Formación Valdeteja. La mayor parte de éstas se sitúan en las Hoces de Vegacervera, como es el caso de la Cueva de la Reja, el Pozo del Infierno, la Cueva del Rubio y la Cueva de la Rubia (Fig. 51). También existen otras cavidades de menor envergadura situadas en las paredes del cañón, y cortadas por la incisión del río Torío. Estas se encuentran actualmente colgadas varias decenas de metros sobre el cauce del río, marcando antiguos niveles de base para la karstificación que afectaron al macizo.



La Cueva de la Reja (Fig. 51), situada en la margen occidental del río Torío, funciona como surgencia esporádica del sistema kárstico de Valporquero después de lluvias fuertes o en época de deshielo.

El Pozo del Infierno (Fig. 51) se abre en la margen oriental del río Torío y es la principal surgencia del Macizo de Fresneda. Se trata de una cavidad inundada, con un caudal medio de 90 l/s, situada 2 m por encima del lecho del río. Las exploraciones subacuáticas realizadas en dicha cueva han permitido descubrir que el agua circula 44 m por debajo del cauce actual del Torío antes de salir a la superficie.

Las cuevas de la Rubia y del Rubio (Fig. 51) se encuentran en el Macizo de Fresneda, a la salida de las Hoces de Vegacervera. La Rubia se sitúa a 1.400 m s.n.m. Es una cavidad horizontal con un desarrollo de 200 m, cuyo suelo está cubierto por sedimentos detríticos de origen alóctono (Redondo, 1980). Unos 100 m por debajo de ella, se encuentran la Cueva del Rubio y la Cueva del Balcón, con desarrollos cercanos a los 800 m y 200 m, respectivamente. Estas cavidades están actualmente separadas por un porche exterior, que debió formar parte de una antigua galería exhumada. En la Cueva del Rubio cabe destacar la presencia de espeleotemas epiacuáticos en forma de grandes cristales de calcita similares a los existentes en la Sala de Grandes Maravillas de la Cueva de Valporquero.

En los sectores altos y amesetados de los macizos de Valporquero y de Fresneda son frecuentes las simas, pozos y sumideros (Cueva Moruquín), cuyas profundidades no sobrepasan los 90 m (Redondo, 1980). A partir de esta profundidad, todas las cavidades reconocidas se encuentran taponadas por bloques y sedimentos detríticos que impiden conectar físicamente las zonas de alimentación con la red inferior de conductos freáticos que drena ambos macizos.

## 10. PETROLOGÍA DE LOS MACIZOS KÁRSTICOS

Con el fin de caracterizar los materiales sobre los que se desarrollan los fenómenos kársticos en los macizos estudiados en el presente trabajo, hemos estudiado las características petrológicas de las rocas que los constituyen. Para ello, se emplearon diversos métodos que han puesto de manifiesto la heterogeneidad petrológica existente.

Se han tenido en cuenta los trabajos previos realizados sobre las rocas carbonáticas de los afloramientos cretácicos de la provincia de Segovia (Mingarro y López Azcona, 1974, 1975), así como los estudios de carácter litoestratigráfico llevados a cabo por Gil (1993) en las provincias de Madrid y Guadalajara, complementándolos con observaciones propias de los materiales que conforman los macizos kársticos del borde sur del Sistema Central. Los muestreos se realizaron en las diferentes formaciones karstificables tomando, en ocasiones, muestras de roca en el interior de cavidades. A partir de estos muestreos de rocas se obtuvieron láminas delgadas para el estudio con el microscopio petrográfico. También se efectuaron calcimetrías con el fin de determinar el contenido en carbonato de las muestras.

### 10.1. Sistema Central

En sus estudios, Mingarro y López Azcona (1974) diferencian dos conjuntos en la serie carbonatada cretácica de la provincia de Segovia: uno basal constituido principalmente por calizas y otro, superior, de carácter dolomítico. Los términos calizos comprenden calizas puras y calizas poco dolomíticas, con menos del 25% de dolomita y más del 75% de calcita. En los términos dolomíticos aparecen dolomías y dolomías poco calcáreas con más del 75% de dolomita y menos del 25% de calcita. La distribución geográfica de estas rocas también varía, siendo las dolomías más abundantes hacia el NE de la provincia (Segovia, Pedraza, Sepúlveda y Pradales). Sobre el terreno se puede comprobar como la mayor parte de los fenómenos exokársticos se concentran en el conjunto superior de carácter dolomítico. Algo similar ocurre con las cavidades más importantes del área (Cueva de los Enebralejos, Cueva del Jaspe, Cueva Nueva, y otras), desarrolladas fundamentalmente en los niveles dolomíticos de la serie cretácica (Fig. 55).

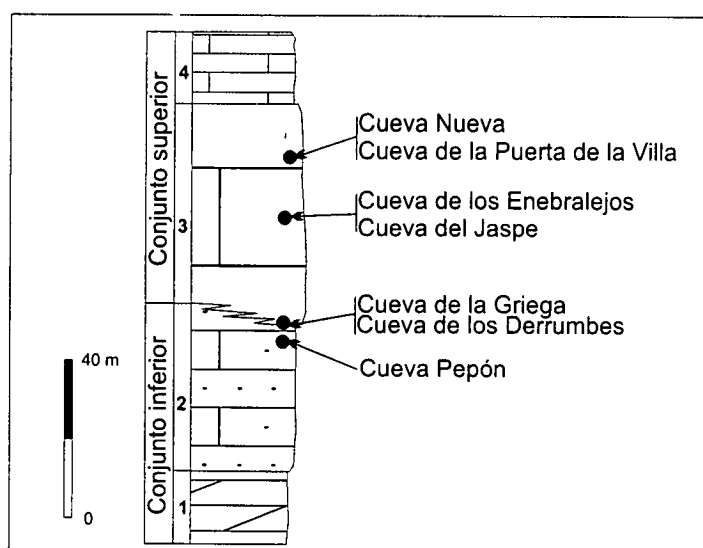


Fig. 55. Situación de las principales cavidades del área de Prádena-Pedraza dentro de las unidades litoestratigráficas definidas por Alonso (1981) y Floquet *et al.* (1982). 1, Dolomías tableadas Caballar (Coniaciense); 2, Areniscas dolomíticas de Hontoria (Santoniense); 3, Dolomías de Montejo (Santoniense superior) y 4, Dolomías de Valle de Tabladillo (Campaniense).

Con el fin de realizar el estudio petrológico de los macizos kársticos del borde sur del Sistema Central se han tomado 55 muestras de roca, en diferentes lugares y posiciones estratigráficas, abarcando los principales macizos kársticos existentes (Fig. 56). Tras su estudio, mediante microscopio petrográfico hemos podido diferenciar, en base a las características texturales y composicionales, dos conjuntos litológicos en la serie carbonatada cretácica. Un conjunto inferior, y otro superior, más potente. La edad de los mismos, en base a los estudios estratigráficos de Gil (1993) y García *et al.* (1996), es Turoniense medio al Santiense, para el inferior y Santiense superior-Campaniense, para el superior.

### Conjunto inferior

El conjunto inferior está constituido, de base a techo, por la Formación Calizas dolomíticas de la Tranquera y la Formación Calizas nodulares de Hortezueros (las características y posición estratigráfica de cada una de las formaciones están recogidas en el apartado 6.1.1.). Los primeros tramos de la Formación Calizas dolomíticas de la Tranquera están constituidos por materiales calcareníticos con cuarzo detrítico y cemento carbonático (muestras 24 y 25) (Tabla 14). La parte superior la constituyen rocas de facies tipo *wackestone* a *mudstone* (muestras 8, 10, 13, 19, 20, 21, 22, 23, 26, 27, 28). Estas rocas contienen abundantes fragmentos de conchas de bivalvos y otros fósiles (ostrácodos, gasterópodos, braquiópodos, placas de equinodermos), además de restos de oolitos y peloides. El contenido en barro micrítico va en aumento según subimos de posición dentro de la Formación Calizas dolomíticas de la Tranquera, siendo este el componente mayoritario en la muestra 28. Dicha formación se presenta en los afloramientos como rocas de color claro (amarillo, blanco crema) y son fácilmente reconocibles por su aspecto de calizas litográficas.

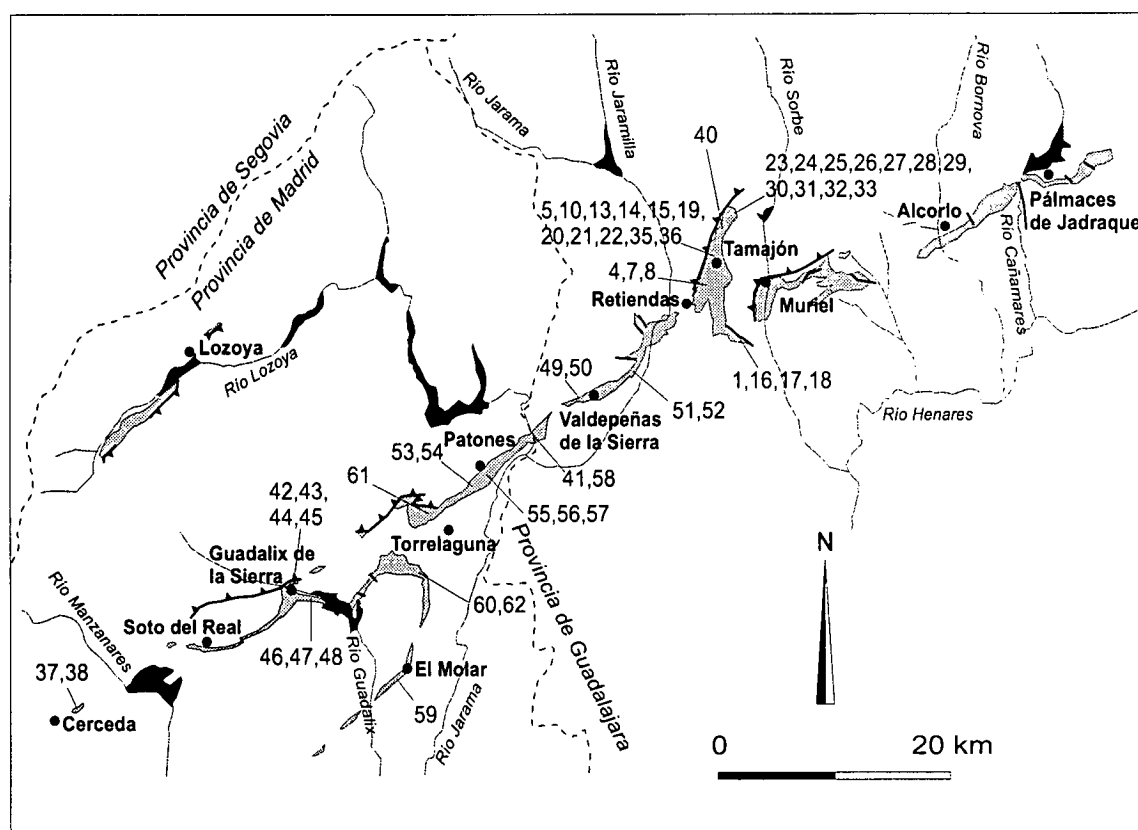


Fig. 56. Situación de las rocas muestreadas para el estudio petrológico en los afloramientos carbonatados cretácicos del borde sur del Sistema Central.

Sobre la anterior formación aparecen las Calizas nodulares de Hortezielos. Estas comienzan por términos calcareníticos (muestra 29) con abundante cuarzo. Sin embargo, el resto de la formación presenta características más homogéneas, con facies tipo *mudstone*, donde el barro micrítico es el constituyente predominante (muestras 30, 31, 32, 33, 34, 35, 37 y 55), siendo los niveles calcareníticos menos abundantes que en la Formación Calizas dolomíticas de la Tranquera.

En general, dentro del conjunto inferior y de base a techo, se puede apreciar como el medio de sedimentación evoluciona gradualmente desde medios próximos a tierras emergidas con aporte de terrígenos (cuarzo), pasando por una fase de sedimentación en condiciones de alta energía correspondiente a ambientes cercanos a playas o plataforma somera (ooides y restos de bioclastos), para finalizar en un medio más tranquilo, tipo *lagoon* o plataforma más profunda (deposición del barro micrítico).

Los resultados obtenidos mediante calcimetrías (Tabla 14) muestran que el conjunto inferior está constituido fundamentalmente por calizas, cuyo contenido en carbonato cálcico oscila entre el 79,7% y el 100%. Únicamente las muestras 8, 13, 29, 33 y 59 tienen una composición más dolomítica, que oscila entre el 69,5% y el 80% de  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ .

Muestra	$\text{CaCO}_3$ (%)	Otros carbonatos (%)	Formación
8	19	80	Calizas de la Tranquera
10	92,2	1,1	Calizas de la Tranquera
13*	18,9	75,5	Calizas de la Tranquera
19*	79,7	18,3	Calizas de la Tranquera
20*	99,7		Calizas de la Tranquera
21*	93,3		Calizas de la Tranquera
22*	87,1		Calizas de la Tranquera
23*	99		Calizas de la Tranquera
24	85,2	1,4	Calizas de la Tranquera
25	95		Calizas de la Tranquera
26	92,5	1,6	Calizas de la Tranquera
27	92,5	4,9	Calizas de la Tranquera
28	92,3		Calizas de la Tranquera
29	8	73,7	Calizas de Hortezielos
30	97,2		Calizas de Hortezielos
31	95,6		Calizas de Hortezielos
32	100		Calizas de Hortezielos
33	29,5	69,5	Calizas de la Tranquera
34	94	5	Calizas de Hortezielos
35	96	4	Calizas de Hortezielos
37	91,2	7	Calizas de Hortezielos
55	51,8	49	Calizas de Hortezielos
59*	24,5	70,8	Calizas de la Tranquera
62*	91,3	8,6	Calizas de la Tranquera

Tabla 14. Resultado de las calcimetrías realizadas en las rocas del conjunto inferior. Situación de las muestras indicada en la Fig. 56 (\* muestras tomadas en el interior de una cavidad).

**Conjunto superior**

El conjunto superior está constituido, de base a techo, por la Formación Calizas de Hontoria del Pinar y la Formación Calizas del Burgo de Osma. Sobre el terreno se presenta en forma de escalones que, en ocasiones, pueden tener varias decenas de metros de altura (Patones, Retiendas, Tamajón). Las características petrológicas de los materiales que constituyen ambas formaciones son muy similares. Se trata de rocas de tipo *grainstone* (doloesparrita o dolomicrita), con fantasmas de cristales sustituidos y sin fósiles. Estas han evolucionado desde facies *mudstone*, por procesos de recristalización y dolomitización secundaria, pasando a dolomías y calizas recristalizadas donde las estructuras sedimentarias y los restos de organismos marinos que las constituían han desaparecido.

Muestra	CaCO <sub>3</sub> (%)	Otros carbonatos (%)	Formación
1	25,2	74	Calizas de Hontoria del Pinar
4	6,6	92,4	Calizas del Burgo de Osma
5	18	80,4	Calizas de Hontoria del Pinar
7	14,1	85,4	Calizas del Burgo de Osma
14	20,4	78,8	Calizas de Hontoria del Pinar
15	9,6	90	Calizas de Hontoria del Pinar
16	15,8	84	Calizas de Hontoria del Pinar
17	13	85,6	Calizas de Hontoria del Pinar
18	19,2	80	Calizas del Burgo de Osma
36	10	89,3	Calizas del Burgo de Osma
38*	45,8	54,7	Calizas de Hontoria del Pinar
40*	24,7	75	Calizas de Hontoria del Pinar
41*	19,9	79	Calizas de Hontoria del Pinar
42	15,4	83,5	Calizas del Burgo de Osma
43*	13,1	84,1	Calizas del Burgo de Osma
44	16	82,9	Calizas del Burgo de Osma
45	16	83,4	Calizas del Burgo de Osma
46	7,2	91,9	Calizas del Burgo de Osma
47	43,3	55,4	Calizas de Hontoria del Pinar
48*	12	83,9	Calizas de Hontoria del Pinar
49*	9,2	90	Calizas del Burgo de Osma
50	35,5	64	Calizas de Hontoria del Pinar
51*	13,6	86	Calizas del Burgo de Osma
52	18	80,7	Calizas de Hontoria del Pinar
53*	14	85,3	Calizas del Burgo de Osma
54	17,6	81,7	Calizas del Burgo de Osma
56*	13,2	85,9	Calizas del Burgo de Osma
57	13,4	86	Calizas del Burgo de Osma
58*	23,7	75,8	Calizas del Burgo de Osma
60	60,6	38,7	Calizas de Hontoria del Pinar
61	5,9	58,8	Calizas de Hontoria del Pinar

Tabla 15. Resultado de las calcimetrías realizadas en las rocas del conjunto superior. Situación de las muestras indicada en la Fig. 56 (\* muestras tomadas en el interior de una cavidad).

Pertenecen a la Formación Calizas de Hontoria del Pinar las muestras 1, 5, 14, 15, 16, 17, 38, 40, 41, 47, 50, 52, 60 y 61 (Tabla 15). La Formación de Calizas del Burgo de Osma está representada, a su vez, por las muestras 4, 7, 18, 36, 42, 43, 44, 45, 46, 48, 49, 51, 53, 54, 56, 57 y 58.

En cuanto a la petrografía de estas rocas, cabe destacar que el tamaño de los cristales de la Formación Calizas de Hontoria del Pinar es mayor que en la Formación de Calizas del Burgo de Osma. Las calcimetrías realizadas (Tabla 15) también revelan un contenido medio en carbonato cálcico superior en la primera de estas formaciones (un 23% frente a un 12,5%). Esto provoca que las rocas de la Formación Calizas del Burgo de Osma tengan un carácter más dolomítico que las de la Formación Calizas de Hontoria del Pinar.

Las formas kársticas son el resultado de interacciones físico-químicas sobre rocas de carácter soluble (calizas, dolomías, yesos, y otros), donde los procesos de disolución tienen un papel preponderante. Ensayos realizados en laboratorio muestran que la disolución de las rocas carbonatadas, va siempre acompañada de una disgregación mecánica de los agregados cristalinos (Roques y Ek, 1973). Esta disgregación es función de las características petrológicas (tamaño de los cristales, tipo de cemento, porosidad, porcentaje de aloquímicos e insolubles, etc.). En el caso de las rocas de composición dolomítica éste fenómeno se produce en mayor grado (Dodge, 1979).

Un análisis microscópico de las rocas afectadas por procesos de disolución, pone en evidencia el carácter selectivo de dichos procesos. Roques y Ek (1973) observan en sus estudios que:

- los cementos de tipo micrítico ( $< 4 \mu\text{m}$ ) se disuelven mejor que los cementos de tipo esparítico (20 a  $100 \mu\text{m}$ ).
- los aloquímicos quedan en relieve respecto al cemento micrítico al sufrir disolución.

Para rocas de carácter dolomítico la disolución es más lenta, aunque el mayor grado de porosidad secundaria que presentan las dolomías puede llegar a contrarrestar este efecto. En rocas doloesparíticas (cristales de 50 a  $100 \mu\text{m}$ ), la disolución provoca una disgregación de cristales importante, que caen por gravedad formando arenas dolomíticas. Este fenómeno es bien reconocible tanto en superficie como en el endokarst en toda la zona estudiada.

La densidad media de la dolomita es  $2,87 \text{ g/cm}^3$  siendo, por lo tanto, algo más densa que el resultado teórico de la mezcla entre  $\text{CaCO}_3$  y  $\text{MgCO}_3$ , que sería 2,84, lo que produce una retracción de la roca, provocada por la formación de los cristales de dolomita (Nicod, 1971). La consecuencia más directa de este fenómeno es el aumento de la porosidad secundaria, que en algunos casos puede llegar a alcanzar hasta el 20% en la roca. Para algunos autores el aumento de la porosidad estaría también en conexión con el aumento en la relación catiónica  $\text{rMg/rCa}$  (Nicod, 1971). Otro aspecto singular de los procesos de dolomitización es el de no afectar por igual a las rocas en las que se produce. Ello vendrá dado por las condiciones ambientales antes de los procesos de diagénesis (sedimentación, disposición y naturaleza de los materiales afectados, entre otros). Estas variaciones provocan que existan en una misma formación rocosa diferentes grados de dolomitización y por lo tanto de porosidad primaria. Así es posible explicar los fenómenos de disolución diferencial y la distribución desigual de los fenómenos kársticos observada en los macizos kársticos de ambos bordes del Sistema Central.

En el campo se aprecian evidencias claras del distinto grado de karstificación existente en el conjunto inferior (calizo) y en el conjunto superior (dolomítico). Este hecho debe ser

atribuido a las diferencias petrológicas de ambos. Los fenómenos kársticos superficiales en el conjunto inferior están muy poco desarrollados o están ausentes. Esto es debido a que la disolución se ve frenada, en parte, por el elevado contenido en detríticos de la roca (arcilla de descalcificación, cuarzo detrítico, y otros elementos insolubles). En el conjunto superior existen, sin embargo, numerosas formas superficiales de tipologías variadas (lapiaces y relieves ruiformes). Ello se debe a que las dolomías (tipo *grainstone*) se prestan mejor a la erosión por disolución del cemento y la liberación de granos (Roques y Ek, 1973; Dodge, 1979).

Los fenómenos endokársticos son, igualmente, más abundantes y de mayor desarrollo en el conjunto superior, como lo demuestra la existencia de múltiples cavidades (Cueva de los Enebrales, Cueva Nueva, Sima Fliper, Cueva del Reguerillo, Cueva de la Escarihuella, entre otras) (Figs. 55 y 57). Sin embargo, en el conjunto inferior se conocen algunas cuevas de cierta envergadura en el área de Tamajón (Sima de los Enebrales y Cueva de Santiago, por ejemplo) (Fig. 57). El escaso número de cavidades existentes en el conjunto inferior puede ser atribuido al mayor contenido de detríticos en la roca, los cuales pueden llegar a colmar las fisuras y conductos, deteniendo los procesos de karstificación, lo que justificaría, por ejemplo, la ausencia de cavidades en la Formación Calizas nodulares de Hortezuolos en el borde sur del Sistema Central (Fig. 57).

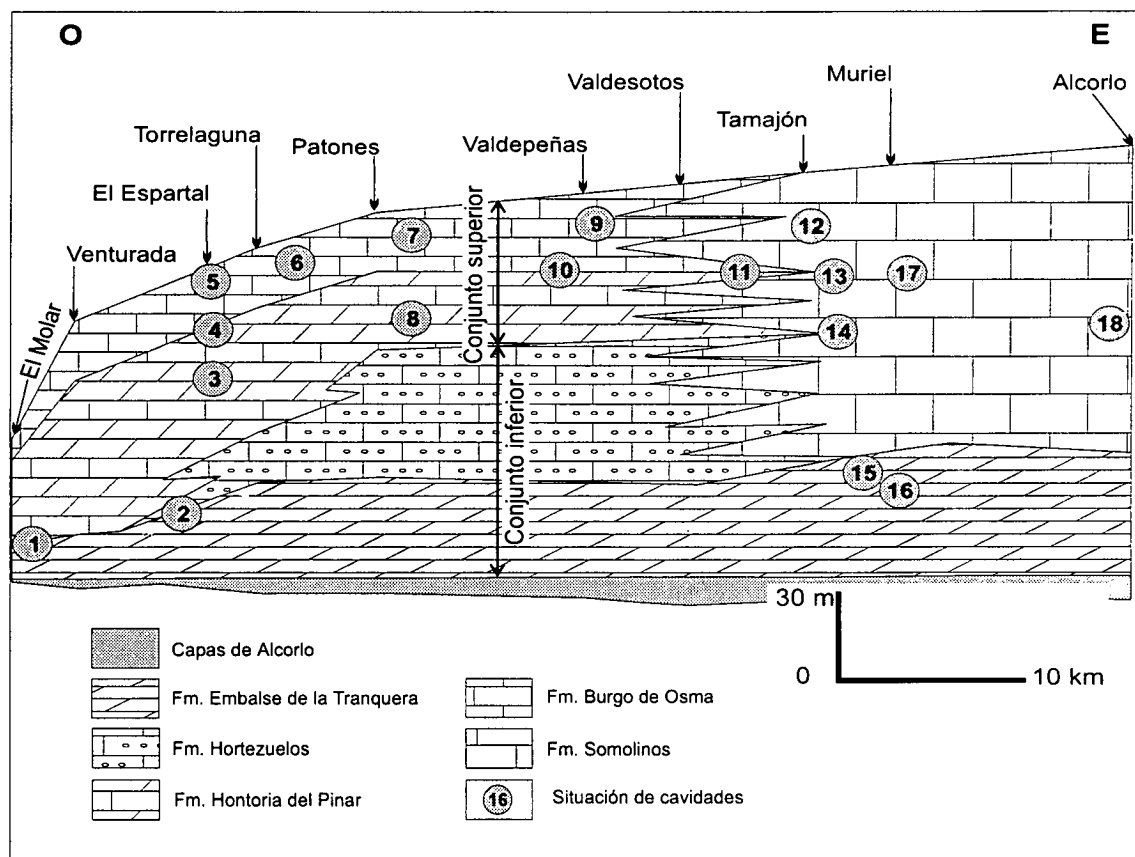


Fig. 57. Situación de las principales cavidades del borde sur del Sistema Central dentro de las unidades litoestratigráficas cretácicas carbonatadas definidas por Gil y García (1996). 1, cuevas de El Molar; 2, surgencia de El Espartal; 3, Cueva de Peñarrubias y Cueva ESPI; 4, Cueva de los Alcores; 5, Cueva del Lobo; 6, Cueva de San Román; 7, Cueva de los Retamales y Cueva de la Escarihuella; 8, Cueva del Reguerillo y Cueva de la Campana; 9, Sima del Caballo; 10, Cueva de la Bruja; 11, Cueva de la Cibra; 12, Sima Fliper; 13, Cueva Remigín y Cueva del Chorrillo; 14, Cueva Vial; 15, Sima de los Enebrales y Cueva de la Salamandra; 16, Cueva de Santiago; 17, Cueva del Gorgocil y 18, Cueva del Congosto y Cueva de las Pinturas.

## 10.2. Macizo de Valporquero

Con el fin de caracterizar desde el punto de vista petrológico las rocas del macizo de Valporquero se han tomado 6 muestras, correspondientes a las diversas formaciones estratigráficas en las que se desarrollan los fenómenos kársticos. Estas rocas corresponden a las estudiadas por López Martínez *et al.* (1998), donde puede consultarse una descripción petrológica detallada de las mismas. La situación de las muestras está reflejada en la Fig. 58.

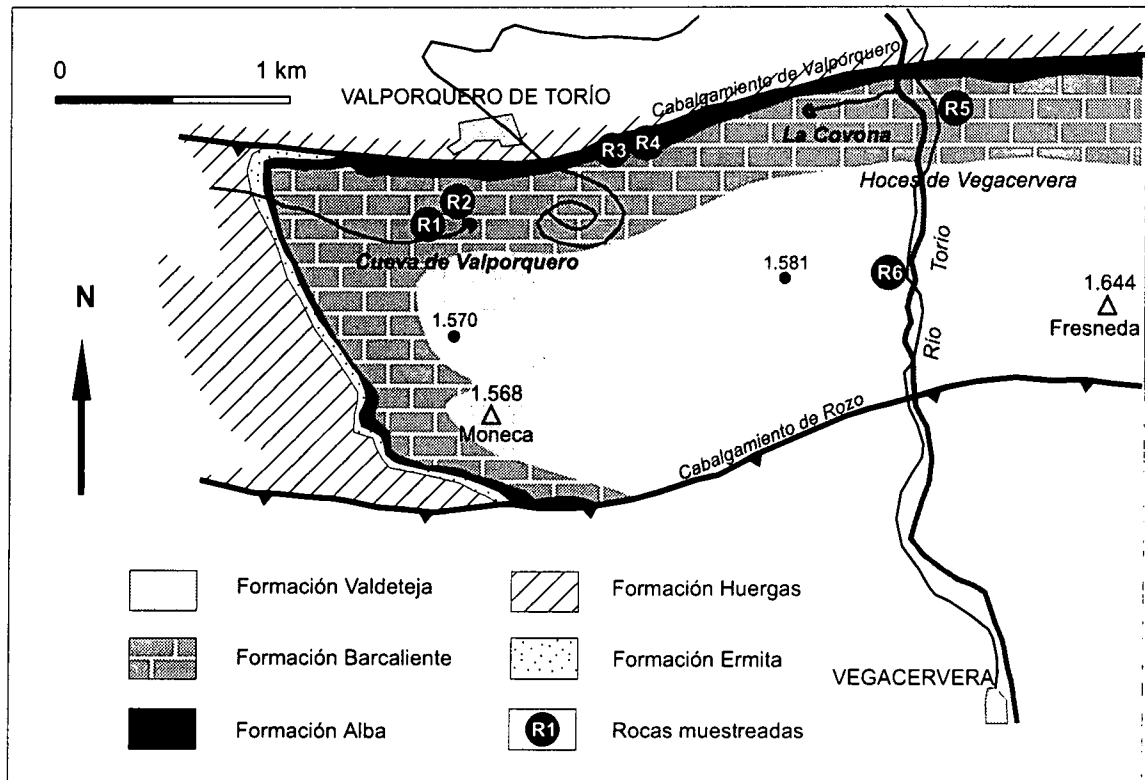


Fig. 58. Situación de las rocas muestreadas para el estudio petrológico del macizo kárstico de Valporquero.

Las muestras R1 y R2 fueron tomadas en las proximidades de la entrada de la Cueva de Valporquero y la muestra R5 en las Hoces de Vegacervera, junto al río Torío, con el fin de poder detectar posibles cambios laterales de facies; las tres muestras pertenecen a la Formación Barcaliente. Tanto R1 como R2 tienen características petrológicas similares, ya que se trata de dolomías (*dolostone*) con textura xenotópica y venas rellenas de calcita espática. El tamaño de grano oscila entre 0,12 y 0,22 mm. Los procesos de dolomitización han borrado la textura y composición original de la roca, por lo que no conservan restos paleontológicos. Contienen, además, numerosas inclusiones pulverulentas de color negro dentro de los cristales, constituidas por óxidos de hierro, manganeso y material carbonoso.

La muestra R5 corresponde a una caliza recrystalizada con textura granoblástica y tamaño de grano 0,022 mm. Los intensos procesos de recrystalización sufridos por la roca han borrado la textura original de la misma así como su contenido paleontológico.

Pertenecen a la Formación Alba las muestras R3 y R4. Se trata de biomicritas tipo *wackestone*, con matriz de calcita micrítica, tamaño de grano  $<4\mu\text{m}$  y abundantes restos de



Radiolarios, Moluscos y *Tuberitina sp.* Las venas rellenas de calcita blanca son muy abundantes en ambas muestras, con espesores que pueden alcanzar los 3 mm.

La Formación Valdeteja está constituida por biomicritas muy recrystalizadas (muestra R6), cuyo componente principal es la calcita. Presenta textura granoblástica con un tamaño de grano que oscila entre 0,01 y 0,02 mm. Contiene abundantes restos fósiles de Radiolarios, Moluscos, Equinodermos y *Tuberitina sp.*

Los resultados obtenidos mediante calcimetrías (Tabla 16), indican que las muestras R1 y R2, de la Formación Barcaliente, están constituidas por dolomías, con un contenido en carbonato cálcico de tan solo 31,4% y 17,2%, respectivamente. Sin embargo, la muestra R5, de la misma formación es una caliza con un 99% de  $\text{CaCO}_3$ . Esta diferencia composicional debe atribuirse a la heterogeneidad de los procesos de dolomitización durante la diagénesis de la roca. Tanto la Formación Alba (muestras R3 y R4) como la Formación Valdeteja están constituidas por calizas, con contenidos en carbonato cálcico que oscilan entre 86,3% y 99,4%.

Muestra	$\text{CaCO}_3$ (%)	Otros carbonatos (%)	Formación
R1	31,4	65,4	Formación Barcaliente
R2	17,2	79,6	Formación Barcaliente
R3	86,3	8,3	Formación Alba
R4	97,5	0,3	Formación Alba
R5	99	0,5	Formación Barcaliente
R6	99,4	0,2	Formación Valdeteja

Tabla 16. Resultado de las calcimetrías realizadas en las rocas del macizo kárstico de Valporquero. Situación de las muestras en la Fig. 58.

En lo que se refiere al exokarst es posible observar ciertas diferencias geomorfológicas entre las anteriores formaciones. La Formación Alba, debido a su escaso espesor, no presenta formas kársticas reseñables. En la Formación Barcaliente, de marcado carácter dolomítico, los lapiaces son de escasa entidad o se encuentran poco desarrollados. Los fenómenos de disolución-disgregación de las dolomías han propiciado la existencia de suelos que cubren parcialmente el exokarst, modificando los procesos de karstificación en superficie. El elemento más representativo de dicha formación son las dolinas de fondo plano y de bordes suaves. En la Formación Valdeteja, sin embargo, se encuentran muy bien desarrollados los lapiaces y las dolinas son de menor tamaño que las existentes en la Formación Barcaliente, con formas en embudo y bordes escarpados.

Respecto al endokarst también existen notables diferencias entre ambas formaciones. Los pozos verticales, con profundidades no superiores a los 100 m, son relativamente abundantes en la Formación Valdeteja, aunque también existen algunos conductos horizontales de escaso recorrido, fundamentalmente en el área de las Hoces de Vegacervera. El sistema kárstico de Valporquero se ha desarrollado en la Formación Barcaliente, siendo las características de este sistema muy diferentes, tanto por su morfología como por sus dimensiones, al de las cavidades existentes en la Formación Valdeteja.

## 11. LA FRACTURACIÓN EN LOS MACIZOS KÁRSTICOS

El estudio de la fracturación de los macizos kársticos se ha abordado mediante la interpretación de lineamientos en fotografías aéreas a escala 1:25.000 y mediciones de fracturas en el campo. También se ha realizado un análisis de las direcciones de las galerías del endokarst, tanto a partir de las topografías existentes como mediante la utilización de los datos espeleométricos tomados directamente en la exploración de algunas cavidades. El objetivo es constatar la relación existente en las zonas estudiadas entre la fracturación y el desarrollo del karst, como ya ha sido puesto de manifiesto por diversos autores en otros macizos kársticos de la Península Ibérica (p. ej. Benavente y Sanz de Galdeano, 1985; Eraso, 1986; López Martínez, 1986; Durán, 1996).

En este apartado únicamente se efectúa el análisis de la fracturación de los macizos kársticos existentes en los bordes del Sistema Central, puesto que en el caso del macizo de Valporquero este estudio ha sido realizado con anterioridad por Durán y Heredia (1997).

### 11.1. Relación entre la fracturación y el desarrollo del karst

El relieve actual del Sistema Central, se formó durante el Mioceno superior, debido a las fuerzas transmitidas hacia el interior de la Península Ibérica desde el margen Bético (fase Guadarrama, Capote *et al.*, 1990). Durante este evento tectónico, las fallas orientadas según la dirección NE-SO actuaron como importantes fallas inversas (con un salto mayor de 2.000 m), formando grandes bloques limitados por fallas (*pop-up*) (Fig. 11) que se observan en sectores como Tamajón, Muriel, Prádena o Pedraza. Las fallas orientadas N140°E y N20°E actuaron como fallas de transferencia de las anteriores (De Vicente *et al.*, 1994). Tras ello se produjo un cambio en el estado de esfuerzos en la región, formándose nuevas discontinuidades, fundamentalmente fallas normales orientadas N-S (fase Torrelaguna, Capote *et al.*, 1990). Durante este periodo se produjo también la reactivación de las discontinuidades preexistentes (Giner, 1996).

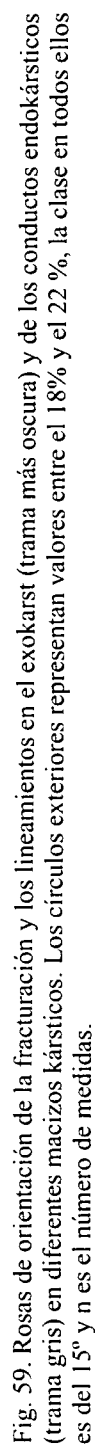
En la figura 59 se muestran, en forma de rosas de orientación, los datos de la fracturación y los lineamientos medidos en 7 macizos kársticos de ambos bordes del Sistema Central, 5 de la vertiente meridional y 2 de la septentrional. En total se han representado 668 lineamientos y fracturas visibles en superficie, además de 870 conductos kársticos correspondientes a 35 cavidades repartidas en los diferentes macizos estudiados. A continuación se detallan por macizos los resultados obtenidos:

- Macizo de Guadalix de la Sierra: las principales fracturas presentan una orientación según N30°-45°E, existiendo dos mínimos entre N0°-15°E y N105°-130°E. Los conductos endokársticos presentan a su vez una orientación principal N105°-120°E y otra secundaria N30°-45°E.
- Macizo de Patones-Cerro de la Oliva: los lineamientos medidos en los alrededores de la presa del Pontón de la Oliva revelan una dirección predominante N130°-150°E y una segunda, de menor entidad, N40°-60°E. El endokarst se ha desarrollado siguiendo directrices estructurales similares, N135°-150°E y N55°-75°E, apareciendo este último intervalo mejor representado que en superficie.
- Macizo de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra: se han reconocido dos familias diferentes de fracturas, la más importante de dirección N140°E y otra, secundaria, N-S.

- Macizo de Tamajón: la mayoría de las fracturas medidas en el exokarst tienen dirección N120°-130°E. Los conductos kársticos, por su parte, se agrupan en dos familias: la principal de dirección N105°-135°E y otra secundaria, con dirección N30°-60°E.
- Macizo de Alcorlo: los 37 lineamientos medidos en la proximidad de la presa de Alcorlo permiten diferenciar dos familias principales, la más importante con orientación N10°-30°E y la segunda N165°-180°E.
- Macizo de Somolinos: las fracturas medidas evidencian la existencia de dos familias de discontinuidades, una principal N100°-120°E y otra secundaria N150°-170°E.
- Macizo de Prádena: las fracturas medidas en el exokarst se orientan principalmente en el intervalo N110°-130°E, mientras que el endokarst se ha desarrollado a favor de la dirección N15°-30°E y, en menor medida, hacia N105°-120°E.
- Macizo de Pedraza: se han medido, fundamentalmente en el Miembro Dolomías de Montejo, dos familias de discontinuidades, una principal N100°-110° E y otra secundaria N150°-160°E. Las orientaciones de los conductos subterráneos se distribuyen preferentemente hacia N150°-165°E y, con menor importancia, hacia N90°-115°E.
- Cañón del río Duratón: se han medido dos familias de lineamientos N10°-30°E y otra menos importante N165°-185°E. Las cavidades se han desarrollado preferentemente en la dirección N0°-15°E y, en menor medida, en N120°-135°E.

El análisis conjunto de la fracturación y los lineamientos de los macizos kársticos y de las orientaciones de las galerías del endokarst permite realizar algunas consideraciones. Las medidas en el conjunto del exokarst evidencian dos direcciones predominantes, una principal según el intervalo N120°-150°E, con un máximo muy marcado en N120°-135°E y otra secundaria según N15°-45°E, con un máximo en N15°-30°E (Fig. 60). La orientación de los conductos kársticos está menos definida, distribuyéndose preferentemente en tres intervalos: el principal según N135°-165°E, con un máximo en N135°-150°E y dos secundarios según N105°-120°E y N15°-45°E (Fig. 60). Se aprecia, por lo tanto, como la fracturación dentro de los macizos kársticos existentes en los bordes del Sistema Central presenta una relativa similitud en cuanto a orientaciones, que se manifiesta tanto en el exterior como en el endokarst. Ello permite que, mediante el análisis de las discontinuidades existentes en superficie, puedan deducirse las direcciones preferentes para el desarrollado del endokarst de cada sector.

Las direcciones preferentes de la fracturación y de los lineamientos en los macizos kársticos (N120°-150°) son subparalelas a la dirección de máximo acortamiento horizontal que produjo la elevación del Sistema Central y cuya orientación varía entre N150°-160°E (Sánchez Serrano, 1991; De Vicente *et al.*, 1994; Giner *et al.*, 1994). La fracturación ha jugado un papel importante en el desarrollo del karst, al constituir direcciones preferentes para la actuación de los procesos de disolución. El análisis de los datos recogidos en cavidades así lo pone de manifiesto, revelando una notable correlación entre las orientaciones de las fracturas y la orientación de las galerías, con un máximo para ambos en el intervalo N135°-165°E y un máximo secundario según N15°-45°E. Esta coincidencia demuestra el marcado control estructural existente en el desarrollo del endokarst en ambos bordes del Sistema Central.



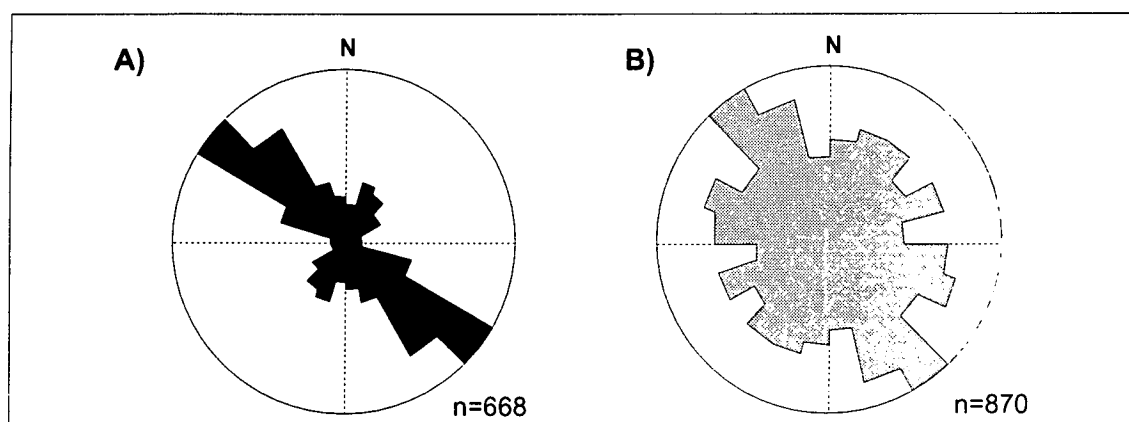


Fig. 60. Rosas de orientación del total de las fracturas y los lineamientos medidos en el exokarst (A) y de los conductos del endokarst (B) en los macizos kársticos de ambos bordes del Sistema Central. Los círculos representan el 22%; n es el número de medidas; las clases son de 15°.

## 11.2. Estudios neotectónicos

En las dos últimas décadas algunos autores han puesto de manifiesto que algunos eventos tectónicos recientes se reflejan en el endokarst en forma de desplazamientos de galerías y roturas de espeleotemas (Forti y Postpischl, 1984, 1987). Se han descrito manifestaciones de este tipo en cavidades de Francia, Suiza o Bélgica (p. ej. Gilli, 1986; Bini *et al.*, 1992; Jeannin, 1990; Quinif, 1996), así como en la Cueva de Nerja en Málaga (Durán, 1996; Durán *et al.*, 1998a, 1998b), entre otros lugares.

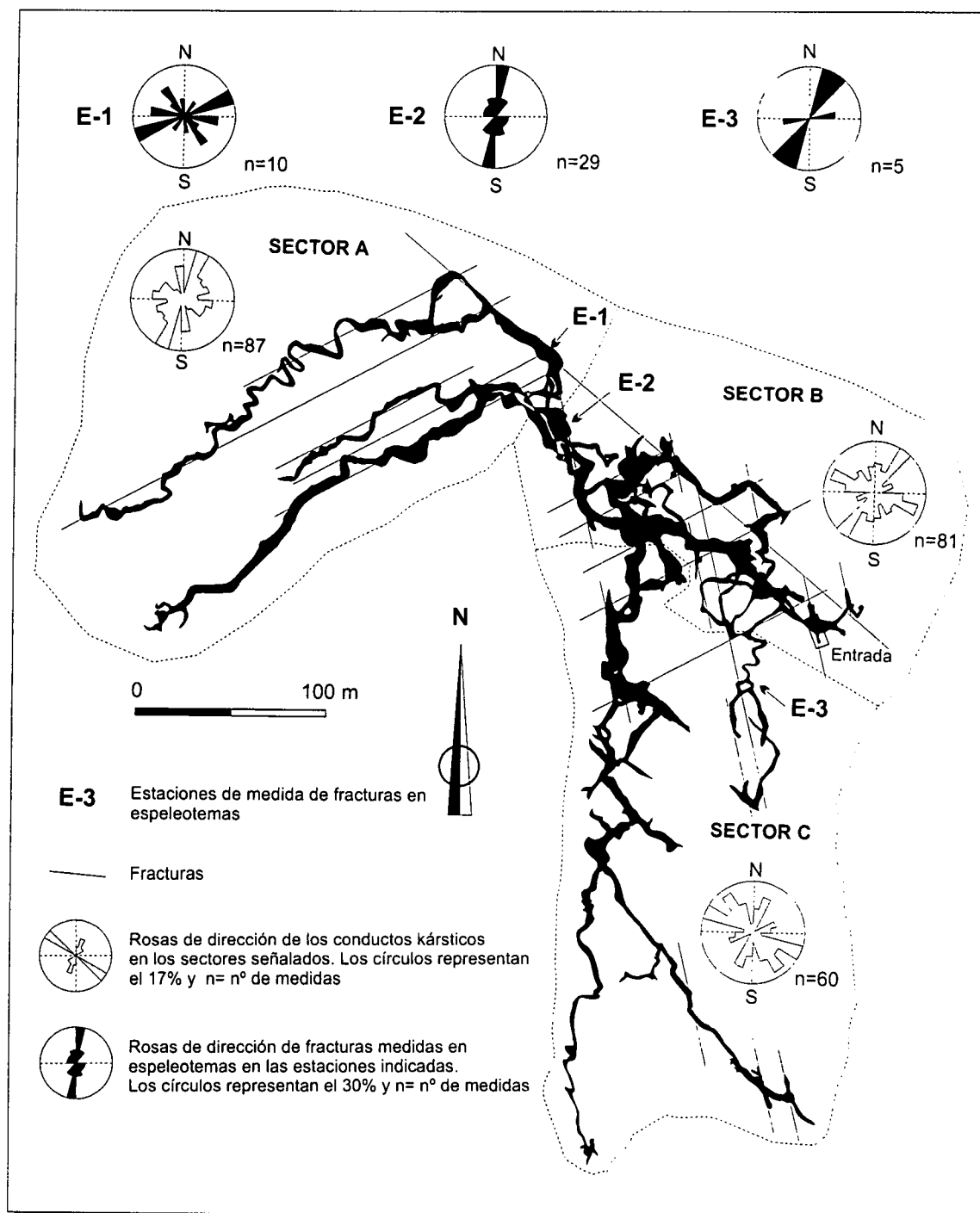
En nuestra zona de estudio la cavidad que conserva mejores ejemplos de deformaciones en depósitos endokársticos es la Cueva de los Enebralejos. En dicha cueva se ha realizado un estudio sobre la fracturación (Barea *et al.*, 1999) que afecta a los espeleotemas, que corresponde a episodios tectónicos recientes.

Para estudiar la fracturación reciente en la Cueva de los Enebralejos se han medido las discontinuidades que afectan a los espeleotemas y las de la roca caja. Para ello, se han establecido 10 estaciones situadas en los tres pisos de la cueva, localizándose 44 espeleotemas fracturados. Por otra parte, se han efectuado 32 medidas de fracturas en las rocas en las que se abren las galerías de la cavidad. Estos datos se han comparado con los obtenidos en el exterior en los afloramientos de materiales cretácicos. Con las medidas obtenidas se ha realizado un análisis estadístico para poner de manifiesto posibles correlaciones y tratar de compararlos con las fases de deformación alpinas reconocidas con anterioridad en trabajos de otros autores en el Sistema Central.

Sobre una topografía en planta de la Cueva de los Enebralejos (Fig. 61), se han diferenciado tres sectores: sector A (galerías río abajo), sector B (galerías turísticas) y sector C (galerías río arriba). Dicha diferenciación se basa en su situación en el conjunto de la cavidad y en las directrices estructurales dominantes. Las rosas de orientación obtenidas para los conductos kársticos evidencian dos direcciones principales: N20°E, mejor representada en los sectores A y B, y N110°E, más frecuente en el sector C. En la figura 61 aparecen también representadas tres estaciones en las que se ha realizado un total de 44 medidas sobre espeleotemas fracturados.

La estación de medida de fracturas en espeleotemas más significativa es la E-2, donde se han efectuado 29 mediciones. Ésta se encuentra situada en una sala (10x2x3 m) que da

acceso a la llamada Galería del Pozo. Dicha sala se ha formado por la unión de los pisos superior y medio, estando el suelo de la sala ocupado por bloques de tamaño métrico procedentes de las paredes y del techo, fruto de reajustes de bóveda y por posibles movimientos tectónicos recientes. Las fracturas medidas sobre los espeleotemas presentan una dirección dominante N5°E, la cual se repite, con pequeñas variaciones, en el resto de las estaciones estudiadas en la cueva.



En la figura 62a se representa una columna fracturada, situada en la estación E-2. La falla que afecta a este espeleotema tiene una orientación N3°E, apreciándose un desplazamiento sinistral de 1 cm. La dirección del plano de falla es N-S, subparalela a las orientaciones de las fallas que se formaron en la fase más reciente de deformación descrita en el Sistema Central (fase Torrelaguna, Capote *et al.*, 1990). La fracturación que afecta, en general, a los espeleotemas podría relacionarse con las crisis tectónicas ocurridas en el centro peninsular durante el Cuaternario. A partir de depósitos endokásticos de la zona de Torrelaguna-El Vellón, Torres *et al.* (1995) determinan un período de mayor actividad tectónica en el Pleistoceno para ese sector. Un análisis más detallado realizado en el centro de la Cuenca de Madrid, analizando las deformaciones que afectan a las terrazas de los ríos Jarama y Tajo, permitió diferenciar dos crisis tectónicas, una en el tránsito Pleistoceno inferior-medio y otra en el Pleistoceno medio (Giner *et al.*, 1996a, 1996b) (Fig. 12).

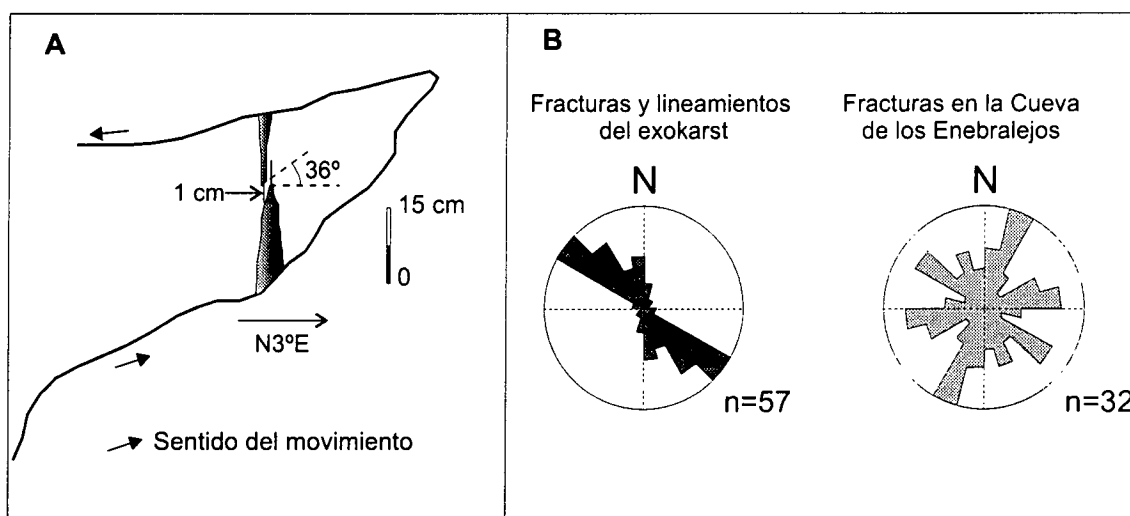


Fig. 62. Esquema de un espeleotema fracturado en la sala de acceso a la Galería del Pozo en la Cueva de los Enebralejos, donde se sitúa la estación E-2 (A). Rosas de dirección de las fracturas y los lineamientos medidas en el exokarst y en la Cueva de los Enebralejos (B). Los círculos representan el 22%; n es el número de medidas.

En la figura 62b se representan las medidas de fracturación y lineamientos efectuadas dentro de la Cueva de los Enebralejos y en los alrededores de la misma. Los datos del endokarst evidencian tres direcciones, una principal N20°E y dos secundarias: N110°-120°E y N80°-90°E. En el exokarst sólo se observa un máximo N110°-120°E. En ambos casos se aprecia similitud con las orientaciones de las galerías de la Cueva de los Enebralejos (Fig. 61).

A la vista de los anteriores resultados puede deducirse que la Cueva de los Enebralejos se ha desarrollado, principalmente, a favor de dos familias de fracturas, con orientaciones N20°E y N110°E. Dichas direcciones coinciden con la orientación de las fallas activas durante la fase Guadarrama (De Vicente *et al.*, 1994) responsable del levantamiento principal del Sistema Central. Por lo tanto, el endokarst de Prádena ha aprovechado las discontinuidades alpinas previas para su desarrollo, tal como ha ocurrido con el resto de cavidades situadas en ambos bordes de la sierra.

Por otro lado, las fracturas que afectan a los espeleotemas de la Cueva de los Enebralejos presentan una dirección predominante N5°E, que no se ajusta a las orientaciones principales obtenidas para las fracturas de la roca caja (N20°E, N110°-120°E y N80°-90°E), ni a

las direcciones de galerías (N20°E y N110°E). Ello podría indicar que la rotura de espeleotemas es consecuencia de un episodio tectónico muy reciente, probablemente Pleistoceno, que podría corresponder a la última fase de acortamiento reconocida en el Sistema Central, denominada fase Torrelaguna (Capote *et al.*, 1990).



## 12. SEDIMENTOLOGÍA Y GEOCRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS ENDOKÁRSTICOS

### 12.1. Sedimentos detríticos

El medio endokárstico permite, en ocasiones, la conservación de depósitos detríticos que en el exterior habrían sido más fácilmente eliminados por la erosión. Ello facilita el estudio de series sedimentarias continentales pliocuaternarias permitiendo, por ejemplo, reconstrucciones paleoambientales del entorno del karst. Las primeras investigaciones sobre el emplazamiento y significación paleoambiental de los rellenos endokársticos, no fueron abordadas con detalle hasta fechas relativamente recientes. Obras de carácter sintético sobre el tema son, por ejemplo, las de Renault (1968), Maire (1980), Ek (1986), Ek y Quinif (1988), Bastin (1988) y Lalou, (1989). En España cabe destacar los trabajos de Llopis (1950), Menéndez Amor y Florschütz (1962), Masriera (1968, 1970), Serrat y Albert (1973) y Jordá Pardo (1993b), entre otros.

Los sedimentos detríticos endokársticos en función de su origen y procedencia pueden clasificarse como:

- *autóctonos*: son materiales procedentes del propio endokarst. Están formados principalmente por fragmentos de las rocas en las que están desarrolladas las cavidades, además de otros elementos insolubles como son arenas y arcillas de descalcificación.
- *alóctonos*: son materiales arrastrados desde el exterior, fundamentalmente por la acción del agua, aunque en algunos casos también puede existir transporte eólico o glaciar. En estos sedimentos se pueden diferenciar los procedentes del propio macizo kárstico en el entorno de la cavidad y los arrastrados desde otros macizos próximos.

La composición y disposición de los depósitos detríticos dentro del endokarst, proporciona información sobre el origen de los mismos, así como de los procesos físicos, químicos y biológicos que les han afectado. En un conducto kárstico la sedimentación de los materiales detríticos puede producirse de dos formas:

1. En condiciones *freáticas*, donde solo existirá sedimentación cuando la corriente sea suficientemente débil, acumulándose principalmente materiales finos. Ello puede llegar a provocar la colmatación casi completa de los conductos kársticos.
2. En condiciones *vadosas*, con circulación de agua en régimen laminar o turbulento, con lo que la sedimentación dependerá únicamente del caudal y de la velocidad de la corriente.

Los principales procesos físicos de sedimentación que se reconocen en las cavidades estudiadas en la zona centro peninsular son:

- *Aluvionamiento*: los materiales, en su mayor parte, proceden del propio endokarst y están constituidos por fragmentos de la roca caja o los productos insolubles contenidos en ella. Los sedimentos se presentan estratificados, lo que permite excluir la hipótesis de que sean únicamente un producto de alteración de la roca *in situ*.
- *Escorrentía*: sedimentos asociados a episodios esporádicos de relleno; suelen provenir del exterior ligados con aportes significativos de agua al endokarst.

- *Fragmentación por crioclastia (gelivación)*: provoca el desmantelamiento de las costras de calcita y la fragmentación en plaquetas de la roca de paredes y techo (sobre todo en las proximidades de la entrada de las cavidades).

- *Fragmentación por despegue*: produce el desprendimiento de bloques de gran tamaño, fundamentalmente debido a reajustes de bóvedas.

Los sistemas kársticos estudiados en el presente trabajo presentan una relativa abundancia de sedimentos detríticos: bloques, cantos, arenas, limos y arcillas. Estos materiales se disponen en las cavidades colmatando conductos sin una ordenación aparente, aunque a veces, cuando las condiciones son favorables forman terrazas endokársticas. En las cavidades de la región estas terrazas rara vez aparecen formando secuencias complejas. Generalmente se limitan a un nivel superior suspendido y a un cauce encajado con lecho arenoso o de gravas. Es el caso de las terrazas endokársticas descritas en la Cueva de Valporquero y en la Cueva de los Enebralejos (apartados 9.2.3.4.2. y 9.2.2.1.3., respectivamente).

Los bloques existentes en las cavidades de la región provienen de reajustes geomecánicos de los techos y de las paredes. Sus dimensiones llegan en ocasiones a superar los cinco metros. Estos son posteriormente retrabajados por la acción fluvial, reduciendo su tamaño y redondeando sus aristas. La fracción arenosa transportada por el agua produce, en ciertos casos, un pulido característico de los bloques, dándoles un aspecto mate.

#### 12.1.1. Depósitos estudiados

La composición de los rellenos detríticos endokársticos puede proporcionar información sobre la génesis, procedencia y evolución de los mismos. En función de las características sedimentológicas del depósito considerado, los métodos de estudio empleados serán diferentes. En nuestro caso, al tratarse principalmente de depósitos arcillosos y arenosos, la técnica utilizada ha sido la difracción de rayos X, tanto para muestra total pulverizada como para la fracción menor de 2  $\mu\text{m}$ , obtenida por dispersión y sedimentación en medio acuoso. La caracterización de los constituyentes de la fracción arcilla se ha efectuado sobre agregados orientados de muestras homoionizadas en  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{K}^{+}$  solvatadas con etilenglicol y tratadas térmicamente a 550° C. Se utilizaron un difractómetro Philips PW-1140 y un Siemens D-500 pasando las muestras totales desde 2 a 64° 2 $\theta$  y las de la fracción arcilla entre 2 y 30° 2 $\theta$ . La lectura e interpretación de los diagramas se realizó mediante el programa elaborado por Vila, Ruíz Amil y Martín de Vidales (@1994). En la estimación semicuantitativa de las especies minerales detectadas se han utilizado los poderes reflectantes de Schultz (1964) para polvo de muestra total, y Barahona (1974) y Van Der Marel (1966) en agregados orientados de la fracción arcilla.

En el presente estudio se han analizado 25 muestras procedentes de depósitos detríticos de siete cavidades situadas en los bordes norte y sur del Sistema Central. Se ha obtenido la composición, en tantos por cien, de filosilicatos, cuarzo, feldespatos (plagioclasas y ortosa), calcita y dolomita. Igualmente, para las muestras que presentaban un contenido en arcilla suficiente para su análisis (fracción <2  $\mu\text{m}$ ), se ha determinado la mineralogía de la misma. Entre los minerales de la arcilla identificados se encuentran: illita, caolinita, esmectita, paragonita, clorita y minerales interestratificados. La situación de cada depósito, así como su descripción, ha sido realizada anteriormente en el apartado correspondiente a cada macizo kárstico (apartados 9.2.1.1.3., 9.2.1.2.4., 9.2.1.3.4. y 9.2.2.1.3.).

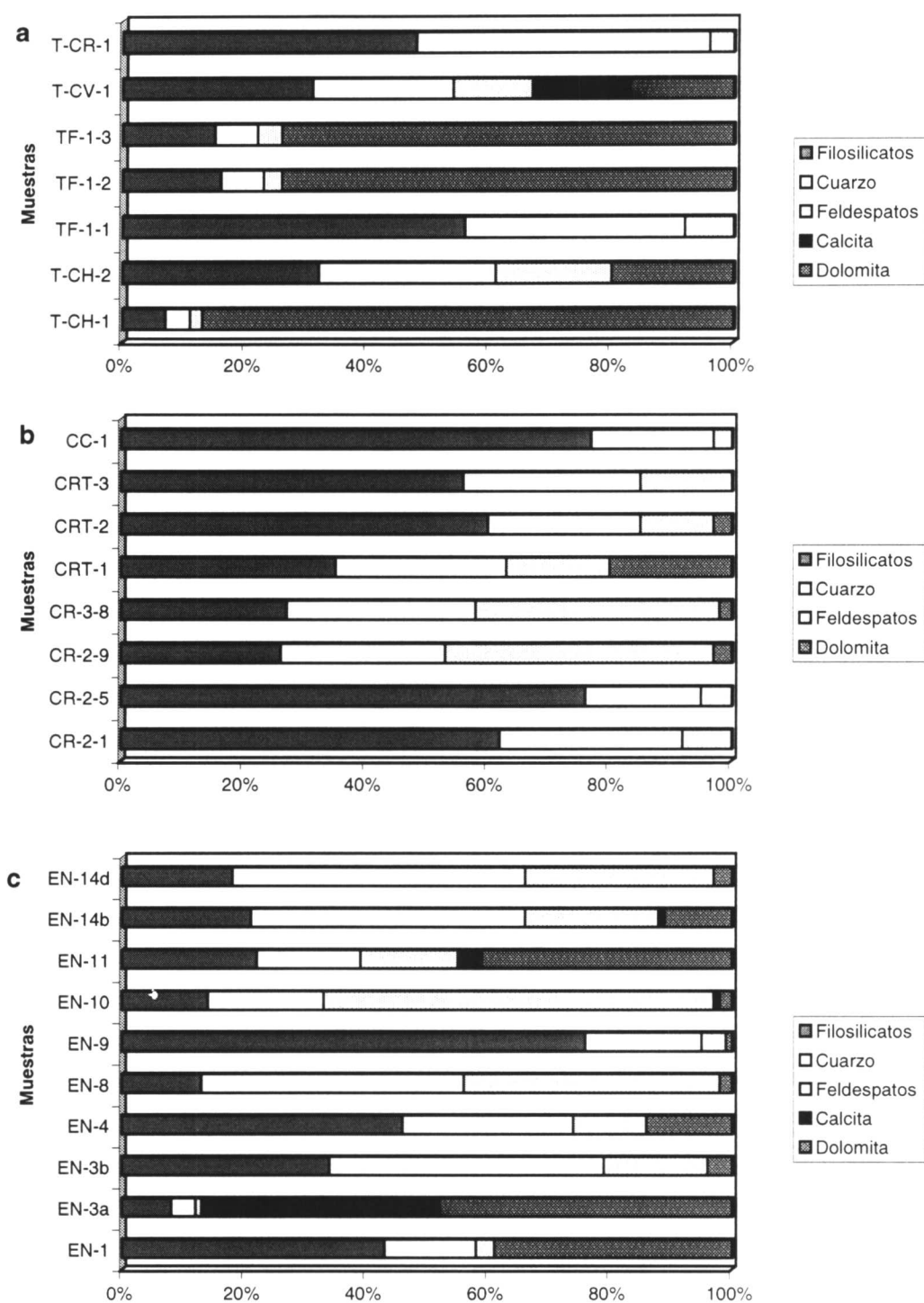


Fig. 63. Mineralogía total de los depósitos detríticos endokársticos estudiados en los borde sur y norte del Sistema Central. a: muestras correspondientes a la Cueva del Chorrillo (T-CH), Sima Fliper (TF), Cueva Vial (CV) y Cueva Remigín (T-CR), situadas en el macizo de Tamajón; b: muestras correspondientes a la Cueva del Reguerillo (CR) y Cueva de los Retamales (CRT), situadas en el macizo de Patones, y Cueva de la Cabra (CC), situada en el macizo de Retiendas; c: muestras correspondientes a la Cueva de los Enebralejos (EN), situada en el macizo de Prádena.

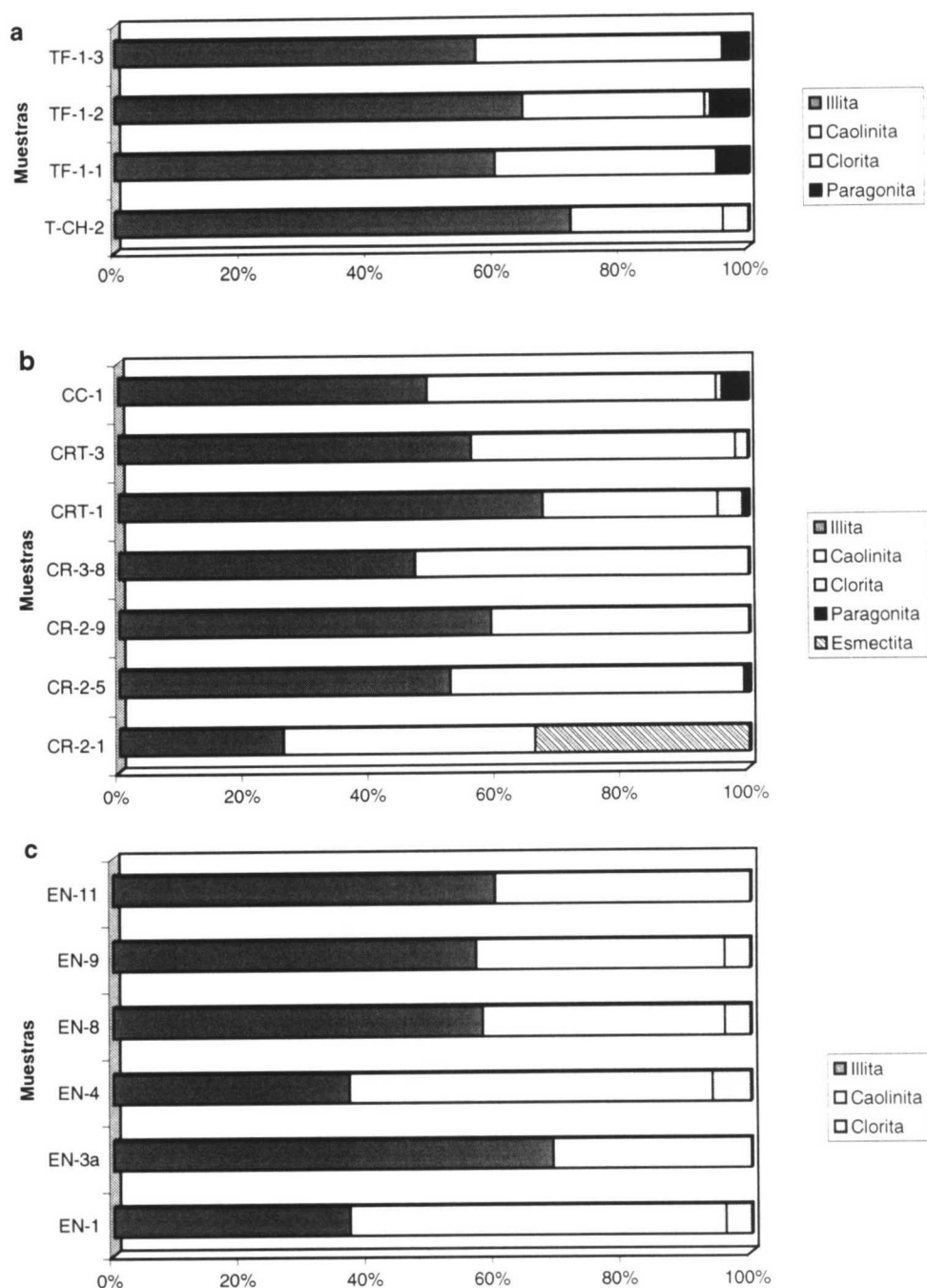


Fig. 64. Minerales de la arcilla presente en los depósitos detríticos endokársticos estudiados en los borde sur y norte del Sistema Central. a: muestras correspondientes a la Cueva del Chorrillo (T-CH), Sima Fliper (TF) y Cueva Remigín (T-CR), situadas en el macizo de Tamajón; b: muestras correspondientes a la Cueva del Reguerillo (CR) y Cueva de los Retamales (CRT), situadas en el macizo de Patones, y Cueva de la Cabra (CC), situada en el macizo de Retiendas; c: muestras correspondientes a la Cueva de los Enebralejos (EN), situada en el macizo de Prádena.

### 12.1.1.1. Mineralogía total

Todas las muestras estudiadas (Tabla 17) contienen cantidades de cuarzo que oscilan entre el 4% y el 48%, sin que exista relación directa entre los contenidos en este mineral y las distintas cavidades estudiadas, ni con su situación dentro del karst. Elevados contenidos de este mineral en los depósitos endokársticos son consecuencia directa de aportes alóctonos, procedentes de la erosión de las rocas paleozoicas próximas a los macizos kársticos. Bajas cantidades de cuarzo, en cambio, ponen de manifiesto una removilización de los sedimentos del propio karst y de los insolubles de la roca caja.

<i>Muestra</i>	<b>Filosilicatos (%)</b>	<b>Cuarzo (%)</b>	<b>Feldespatos (%)</b>	<b>Calcita (%)</b>	<b>Dolomita (%)</b>
<b>T-CH-1</b>	7	4	2	-	87
<b>T-CH-2</b>	32	29	19	-	20
<b>TF-1-1</b>	56	36	8	-	-
<b>TF-1-2</b>	16	7	3	-	74
<b>TF-1-3</b>	15	7	4	-	74
<b>T-CV-1</b>	31	23	13	16	17
<b>T-CR-1</b>	48	48	4	-	-
<b>CR-2-1</b>	62	30	8	-	-
<b>CR-2-5</b>	76	19	5	-	-
<b>CR-2-9</b>	26	27	44	-	3
<b>CR-3-8</b>	27	31	40	-	2
<b>CRT-1</b>	35	28	17	-	20
<b>CRT-2</b>	60	25	12	-	3
<b>CRT-3</b>	56	29	15	-	-
<b>CC-1</b>	77	20	3	-	-
<b>EN-1</b>	43	15	3	-	39
<b>EN-3a</b>	8	4	1	39	48
<b>EN-3b</b>	34	45	17	-	4
<b>EN-4</b>	46	28	12	-	14
<b>EN-8</b>	13	43	42	-	2
<b>EN-9</b>	76	19	4	-	1
<b>EN-10</b>	14	19	64	1	2
<b>EN-11</b>	22	17	16	4	41
<b>EN-14b</b>	21	45	22	1	11
<b>EN-14d</b>	18	48	31	-	3

Tabla 17. Mineralogía en muestra total, identificada mediante difracción de rayos X, de depósitos detríticos endokársticos de ambos bordes del Sistema Central. Las muestras corresponden a las siguientes cavidades: T-CH, Cueva del Chorrillo, Tamajón; TF, Sima Fliper, Tamajón; T-CV, Cueva Vial, Tamajón; CR, Cueva del Reguerillo, Patones; CRT, Cueva de los Retamales, Patones; CC, Cueva de la Cabra, Retiendas y EN, Cueva de los Enebralejos, Prádena.

La proporción de feldespatos en los depósitos detríticos estudiados varía entre el 2% y el 64%. La presencia de feldespatos indica un cierto grado de destrucción mecánica de las rocas metamórficas que rodean a los macizos kársticos, asociada a climas relativamente fríos y secos que favorecen su estabilidad química. En general, las muestras estudiadas presentan un

contenido moderado en feldespatos, lo que refleja un transporte rápido y un ambiente templado y húmedo durante la formación y emplazamiento de los rellenos.

Los carbonatos presentes en los rellenos endokársticos estudiados consisten fundamentalmente en dolomita, con contenidos oscilando generalmente entre 0 y 49 %, aunque la muestra T-CH-1 alcanza el 87 % de dolomita y las TF-1-2 y TF-1-3 llegan al 74 %. En cuanto a la calcita, sólo se presenta en cinco muestras, y en tres de ellas en porcentajes inferiores al 5%. Únicamente 6 muestras no presentan estos minerales (TF-1-1, CRT-3, TCR-1, CC-1, CR-2-1 y CR-2-5), tratándose de depósitos arcillosos de carácter alóctonos. Los carbonatos presentes en el resto de sedimentos detríticos estudiados tienen un origen claramente autóctono, puesto que la dolomita procede de la destrucción mecánica de las rocas cretácicas y la calcita de la reprecipitación de los productos de disolución de ellas. La presencia eventual de carbonatos en depósitos de gravas o arenas se debe a la incorporación, en forma de granos, de restos de la roca caja.

#### 12.1.1.2. Mineralogía de la arcilla

Los minerales de la arcilla constituyen la fracción mayoritaria en buena parte de los depósitos detríticos muestreados (Tabla 18). Al ser el endokarst un medio muy conservativo desde un punto de vista químico, una vez atrapados dentro de una cavidad, estos minerales no sufren apenas evolución cristaloquímica. Además, la asociación de minerales de la arcilla está relacionada con el ambiente climático donde se ha formado, por lo que pueden constituir buenos indicadores paleoambientales.

La illita es el mineral de la arcilla más abundante en los depósitos endokársticos estudiados. Procede, fundamentalmente, de la desagregación física de las rocas paleozoicas y se conserva inalterada en condiciones climáticas templadas. Igual procedencia tendría la clorita, presente en algunas muestras y siempre en pequeñas cantidades, lo que se justificaría por su menor resistencia a la alteración química.

La caolinita procedería en su origen de la alteración química de los feldespatos por neoformación del mineral en zonas externas al karst. La presencia ocasional de esmectita, siempre con muy baja cristalinidad, y, generalmente, formando interestratificados irregulares, procedería del residuo insoluble de las dolomías de la zona (Mingarro y López Azcona, 1975), sin ulterior evacuación fuera del karst. La escasa cristalinidad se justifica como consecuencia de la hidrólisis ligeramente ácida durante el proceso de disolución de la dolomita y la consiguiente liberación del residuo insoluble. En algunas de las muestras estudiadas también existe paragonita, mica asociada a la moscovita, procedente de las rocas metamórficas que rodean los macizos kársticos.

La génesis de los minerales de la arcilla requiere largos períodos de tiempo, teniendo una evolución directamente relacionada con factores ambientales. Por ello, es posible encontrar en depósitos recientes minerales removilizados por la erosión, procedentes de depósitos más antiguos. De esta manera, las interpretaciones que puedan realizarse a partir del estudio de los minerales de la arcilla, no pueden extrapolarse a zonas demasiado amplias. Se deberá tener en cuenta los condicionantes locales del medio donde se encuentren dichos depósitos, así como su situación dentro de la cavidad.

<i>Muestra</i>	<b>Illita (%)</b>	<b>Caolinita (%)</b>	<b>Clorita (%)</b>	<b>Esmectita (%)</b>	<b>Paragonita (%)</b>	<b>Interestratificados</b>
<b>T-CH-2</b>	72	24	4	-	-	b
<b>TF-1-1</b>	60	35	-	-	5	-
<b>TF-1-2</b>	65	29	<1	-	6	-
<b>TF-1-3</b>	57	39	-	-	4	-
<b>T-CR-1</b>	62	38	-	-	-	-
<b>CR-2-1</b>	26	40	-	34	-	-
<b>CR-2-5</b>	53	47	-	-	<1	a
<b>CR-2-9</b>	59	41	-	-	-	a
<b>CR-3-8</b>	47	53	-	-	-	a
<b>CRT-1</b>	68	28	4	-	<1	-
<b>CRT-3</b>	56	42	2	-	-	a
<b>CC-1</b>	49	46	1	-	4	-
<b>EN-1</b>	37	59	4	-	-	-
<b>EN-3a</b>	69	31	-	-	-	a
<b>EN-4</b>	37	57	6	-	-	b
<b>EN-8</b>	58	38	4	-	-	a
<b>EN-9</b>	57	39	4	-	-	b
<b>EN-11</b>	60	40	-	-	-	a-c

Tabla 18. Minerales de la arcilla, identificados mediante difracción de rayos X, en depósitos detríticos endokársticos de ambos bordes del Sistema Central. Interestratificados irregulares: (a) illita-esmectita, (b) clorita-esmectita, (c) illita-clorita. Las muestras corresponden a las siguientes cavidades: T-CH, Cueva del Chorrillo, Tamajón; TF, Sima Fliper, Tamajón; CR, Cueva del Reguerillo, Patones; CRT, Cueva de los Retamales, Patones; CC, Cueva de la Cabra, Retiendas y EN, Cueva de los Enebralejos, Prádena.

### 12.1.2. Interpretación sedimentológica

Teniendo en cuenta los resultados de los análisis mineralógicos totales y de la fracción arcilla realizados en los depósitos detríticos endokársticos, se pueden extraer algunas conclusiones sobre los mecanismos de emplazamiento y las condiciones en que estos sedimentos se generaron.

Las áreas fuente de los macizos kársticos situados en el borde sur del Sistema Central (Tamajón, Retiendas y Patones) están constituidas fundamentalmente por rocas de metamórficas de grado medio y bajo (esquistos y pizarras). Dichas rocas y sus productos de alteración son el origen de los materiales detríticos que constituyen los rellenos de las cavidades de la zona, por lo que la composición mineralógica de los sedimentos endokársticos dependerá en gran medida de ellas.

Las muestras pertenecientes al macizo kárstico de Tamajón (Tablas 17 y 18, Figs. 63a y 64a), muestran evidencias de procesos mixtos, como consecuencia de aportes alóctonos y removilización de depósitos endokársticos.

La Sima Fliper presenta un depósito formado por tres términos bien diferenciados (ver apartado 9.2.1.3.4. y Fig. 29). El término inferior, de carácter arcilloso, representado por la muestra TF-1-1, contiene un 56% de filosilicatos, además de cuarzo y feldespatos, siendo significativa la total ausencia de carbonatos. En cuanto a los minerales de la arcilla, la illita constituye el 60%, seguida en abundancia por la caolinita y paragonita. Las características

mineralógicas de esta muestra ponen de manifiesto aportes alóctonos procedentes de las áreas metamórficas circundantes, posiblemente por la entrada de aguas en ambiente húmedo y frío. Sobre ella se sitúan las muestras TF-1-2 y TF-1-3, cuyos rasgos más destacables son la presencia de dolomita (74%) y la escasa concentración de cuarzo y feldespatos. En la figura 65a, se recoge el diagrama de difracción de rayos X de la fracción arcilla solvatada con etilenglicol de la muestra TF-1-2; en ella se observa la presencia de illita (9,90Å), caolinita (7,05Å) y paragonita (9,95Å). Sin embargo, TF-1-2 y TF-1-3 tienen grandes diferencias texturales, que responden a distintos mecanismos de emplazamiento dentro de la cavidad. Ello podría indicar un cambio en las condiciones de sedimentación, con una disminución de los aportes externos, sobre todo en el caso de la muestra TF-1-3, probablemente debido a cambios ambientales hacia condiciones de mayor aridez. Cabe reseñar la ausencia de minerales interestratificados en las tres muestras descritas, que puede relacionarse con la escasa evolución mineralógica sufrida en los depósitos.

La muestra T-CH-1, que corresponde a la Cueva del Chorrillo, presenta similares características texturales y mineralógicas (ver apartado 9.2.1.3.4.) que la muestra TF-1-2, lo que hace pensar en unas condiciones de deposición análogas. En ella, el contenido en dolomita alcanza el 87% de la muestra. Sobre esta se sitúa T-CH-2, que refleja un aumento de aportes alóctonos, ya que tiene un contenido mayor de filosilicatos, cuarzo y feldespatos, un 20% de dolomita y como principales minerales de la arcilla se identifican illita, caolinita, clorita. La presencia de pequeñas cantidades de interestratificados podría reflejar un cierto grado de evolución mineralógica en un ambiente químicamente más agresivo.

La muestra T-CV-1 correspondiente a la Cueva Vial (ver apartado 9.2.1.3.4.), además de filosilicatos, cuarzo, feldespatos y dolomita, contiene un 16% de calcita, como resultado de la precipitación de ésta última, con posterioridad al emplazamiento del sedimento en la cavidad.

La Cueva Remigín presenta un relleno detrítico de varios metros de espesor (ver apartado 9.2.1.3.4.). La muestra T-CR-1 corresponde a un depósito arcilloso conservado en huecos de la pared, probablemente anterior a dicho relleno, con una composición mineralógica constituida por filosilicatos, cuarzo, y un 4% de feldespatos (plagioclasa). La fracción arcilla contiene exclusivamente illita (62%) y caolinita (38%). Las características mineralógicas del depósito reflejan su origen alóctono, y estarían justificadas por la proximidad del macizo de Tamajón a los afloramientos de la Formación Arenas de Utrillas, cuya composición mineralógica es muy semejante a la de esta muestra.

Los depósitos estudiados correspondientes a los macizos kársticos de Retiendas y Patones (Tablas 17 y 18 y Figs. 64b y 65b), presentan una amplia variedad mineralógica, que debe responder a diferentes etapas de relleno en el endokarst.

En la Cueva de la Cabra (ver apartado 9.2.1.2.4.) se ha muestreado el término superior de una terraza endokárstica, constituida fundamentalmente por arenas y arcillas (muestra CC-1). El análisis mineralógico de la muestra revela un elevado contenido en cuarzo, illita y caolinita, y en menores proporciones de feldespatos, clorita y paragonita. Este depósito podría corresponder a una de las últimas etapas de relleno de la cavidad, como consecuencia de la entrada de aguas desde el exterior, en un ambiente con suficiente aporte hídrico que asgurase el transporte del sedimento hasta la cueva.

La Cueva de los Retamales (ver apartado 9.2.1.1.3.), situada en el macizo kárstico de Patones, contiene sedimentos detríticos que evidencian al menos dos episodios de relleno. El más antiguo de ellos está representado por la muestra CRT-3. Dicha muestra, constituida principalmente por minerales de la arcilla (illita, caolinita, clorita y trazas de minerales



interestratificados), además de cuarzo y feldespatos, no contiene carbonatos. De ello puede concluirse que este depósito debió emplazarse en la cueva a través de corrientes de agua de origen alóctono, en un ambiente templado-húmedo. Un episodio posterior de relleno viene marcado por las muestras CRT-2 y CRT-1. Ambas presentan composiciones mineralógicas muy similares (filosilicatos, cuarzo y feldespatos). En la muestra CRT-1 (Fig. 66a) se identifica como mineral más abundante cuarzo ( $3,34\text{\AA}$  y  $4,26\text{\AA}$ ), feldespato potásico ( $3,24\text{\AA}$ ) y plagioclasa ( $3,18\text{\AA}$ ). Además, se observa la presencia de tres picos a bajos ángulos, con espaciados a  $7,1\text{\AA}$ ,  $9,9\text{\AA}$  y  $14\text{\AA}$  que corresponden, respectivamente, a caolinitina, mica-illita y clorita. El mayor contenido en dolomita de CRT-1, hasta un 20%, hace pensar en una progresiva disminución de los aportes externos al karst, posiblemente por un cambio hacia condiciones ambientales más secas.

Dentro de la Cueva del Reguerillo (ver apartado 9.2.1.1.3.) se han estudiado cuatro depósitos diferentes. La muestra CR-3-8, situada junto a la entrada a las galerías GEIS, destaca por contener un 40% de feldespatos, además de cuarzo, filosilicatos y escasísima dolomita. En cuanto a los minerales de la arcilla únicamente presenta illita y caolinita. La muestra CR-2-9 tiene una composición mineralógica muy similar a CR-3-8, por lo que podría corresponder a la misma etapa de relleno. Los elevados contenidos en feldespatos ( $> 40\%$ ) de ambas muestras, así como la abundancia de illita ( $> 47\%$ ) y la escasez de dolomita, denotan el carácter alóctono de este depósito así como unas condiciones frías durante la erosión, el transporte y la posterior deposición de estos detríticos. Unos 3 m por debajo de CR-2-9 se sitúa la muestra CR-2-5, que corresponde a un sedimento arcilloso varvado. Un depósito semejante ya fue descrito en el Primer Piso de la Cueva del Reguerillo (Montoriol Pous, 1962; Hernán López, 1965a), y en la Cueva del Cura, situada en el Cañón del río Duratón, (Eraso *et al.*, 1980). La muestra CR-2-5 presenta una composición mineralógica compuesta principalmente por filosilicatos (76%), cuarzo y feldespatos, con illita y caolinita como principales minerales de la arcilla, y trazas de paragonita. Su génesis puede asociarse a sucesivos episodios de decantación en clima frío, donde la fragmentación y destrucción mecánica predominarían sobre los procesos de alteración química. Las muestras CR-3-8, CR-2-9 y CR-2-5 presentan indicios de minerales interestratificados, lo que podría indicar el inicio de un cierto proceso evolutivo durante el transporte entre el área fuente y el endokarst.

Otro depósito analizado en la Cueva del Reguerillo es la muestra CR-2-1, tomada en una galería lateral próxima al Paso del Estribo. Sus características texturales y mineralógicas son relativamente similares a la muestra CR-2-5. En la figura 62b se observa la presencia de una banda muy ancha de difracción a  $17\text{\AA}$ , característica de los minerales de la arcilla hinchables tras solvatar en atmósfera saturada en etilenglicol (esmeclita). Además de un 34% de esmeclita, la muestra CR-2-1 presenta, como minerales de la arcilla, illita (26%) y caolinita (40%). La presencia de esmeclita con una cristalinidad muy baja en este relleno indica la herencia del residuo insoluble procedente de la disolución de las dolomías en condiciones de hidrólisis ligeramente ácida y en un ambiente restringido del propio depósito dentro de la cavidad.

El macizo kárstico de Prádena, situado en el borde norte de la Sierra de Guadarrama, se encuentra rodeado de rocas metamórficas de grado alto (gneises y leucogneises). Esta diferencia petrológica del área fuente respecto a la de los macizos de la vertiente meridional propicia que la composición mineralógica de los rellenos endokársticos de la zona sea diferente.

El notable desarrollo de la Cueva de los Enebralejos ha permitido la conservación en su interior de abundantes depósitos endokársticos correspondientes a diferentes fases de relleno (ver apartado 9.2.2.1.3.). Han sido estudiados los depósitos existentes en diversos sectores de la

cavidad (Fig. 40). Al igual que en los casos anteriores, se han determinado las composiciones mineralógicas totales y las correspondientes a los minerales de la arcilla (Tablas 17 y 18 y Figs. 64c y 65c).

La muestra EN-1, por su situación, podría corresponder a uno de los episodios más antiguos de relleno de la Cueva de los Enebralejos. La relativa escasez de cuarzo y feldespatos, así como el elevado contenido en dolomita (39%) hacen pensar en aportes autóctonos y removilización de antiguos depósitos endokársticos. La ausencia de minerales interestratificados y los altos contenidos en caolinita de la muestra EN-1, indicarían un ambiente templado y húmedo durante la formación en origen de estos detríticos, en que pudo producirse la caolinización de los feldespatos. Con posterioridad, la cavidad sufrió un vaciado parcial y nuevas fases de relleno, probablemente inducidas por un cambio de las condiciones climáticas en el exterior. Las muestras EN-14d y EN-14b corresponden a los términos inferiores de este nuevo relleno de la galería. Ambas se caracterizan por tener altos contenidos en cuarzo y feldespatos que denotarían un origen alóctono, fruto del aumento de las precipitaciones en un ambiente más frío. Las muestras EN-4 y EN-3b (Fig. 41) marcan un cambio gradual en las condiciones de sedimentación en el endokarst, de modo que los aportes alóctonos son cada vez menores y bajo condiciones climáticas más áridas. Los contenidos en cuarzo y feldespatos de dichas muestras son inferiores a los de EN-14d y EN-14b, aumentando en cambio el contenido de filosilicatos, dolomita y minerales interestratificados. Culmina el relleno con un depósito al que corresponde la muestra EN-3a. Esta muestra presenta tres picos de difracción que permiten la identificación de dolomita (2,89 Å), calcita (3,03 Å) y cuarzo (3,34 Å) (Fig. 66b). En la figura 65c también se observa la presencia de dos bandas anchas de difracción a 10,05 Å y 7,2 Å, que pertenecen a los espaciados basales de la illita y caolinita, respectivamente. Este depósito debe proceder de la removilización de materiales insolubles de la roca caja (arenas dolomíticas), unida a la reprecipitación de calcita a partir de aguas bicarbonatadas cálcicas de origen autóctono.

También se ha estudiado en la Cueva de los Enebralejos una terraza endokárstica situada en la Galería del río (ver Fig. 40). Esta debió formarse durante las últimas fases importantes de relleno de la cavidad. Los términos inferiores de este relleno (EN-8 y EN-10), tienen una composición mineralógica similar. Es significativo el alto contenido en feldespatos en ambas muestras, alcanzando el 42% en EN-8 y el 64% en EN-10. Entre ambos términos existe un depósito arcilloso (EN-9) con el 76% de filosilicatos, siendo mayoritarios illita y caolinita y, en menor proporción, clorita. Estas tres muestras tienen un claro origen alóctono y se originarían en una etapa de mayor pluviosidad. La muestra EN-11 es el término superior de esta terraza, siendo su contenido en cuarzo y feldespatos menor que el de los depósitos inferiores. Sin embargo, los contenidos de calcita y sobre todo de dolomita (41%) son significativamente superiores, lo que indica un origen claramente endokárstico.

Cabe destacar que en ninguna de las muestras estudiadas en la Cueva de los Enebralejos se ha detectado paragonita (Tablas 17 y 18 y Fig. 64c). Esta mica blanca se produce como resultado de un metamorfismo de bajo grado, aunque persiste hasta un grado medio sobre todo en rocas metamórficas de tipo dinámico. Por ello no se ha detectado este mineral en la zona próxima al macizo de Prádena, donde las rocas que constituyen el zócalo paleozoico son gneises y leucogneises. La paragonita, sin embargo, sí aparece en algunos depósitos endokársticos de la zona de Tamajón, Retiendas y el Cerro de la Oliva (Patones), macizos situados al sur del complejo metamórfico de Somosierra, relacionándose con rocas metamórficas de grado medio y bajo.

Los rellenos endokársticos estudiados en ambos bordes del Sistema Central se organizan en secuencias sedimentarias relativamente simples, y son el reflejo de diferentes

fases evolutivas por las que han pasado los macizos kársticos. El emplazamiento de sedimentos detríticos en el endokarst lo atribuimos a ciclos climáticos más húmedos, que producen la entrada de materiales alóctonos a las cavidades, seguidos por etapas más secas caracterizadas por la erosión parcial de los depósitos detríticos y su posterior sellado por espeleotemas en condiciones más templadas.

El estudio mineralógico de estos depósitos permite establecer las siguientes conclusiones:

1. El análisis mineralógico de los sedimentos detríticos endokársticos pone de manifiesto la relativa homogeneidad de los mismos. Ello es consecuencia directa de las características petrológicas de las áreas fuente de donde proceden estos materiales, observándose pequeñas variaciones en función de la mayor o menor influencia de estas áreas, así como de las condiciones de transporte. La presencia de calcita en algunos depósitos indica una reprecipitación de los productos de disolución en el propio karst.
2. El mineral de la arcilla más abundante en los depósitos estudiados es la illita. Su presencia en la fracción  $<2\ \mu\text{m}$  de estos depósitos refleja la abundancia en los materiales del área fuente de micas, particularmente moscovita. La escasez de interestratificados illita-esmectita indicaría unas condiciones climáticas posteriores (suficientes precipitaciones, temperaturas moderadas) que impedirían la transformación de este mineral.
3. La caolinita es abundante en la fracción arcilla de todas las muestras estudiadas. El origen de la caolinita debe asociarse al proceso geoquímico de la caolinización de los feldespatos de las rocas madre. Esta caolinita permanecería estable durante su transporte y posterior deposición, en un clima templado y húmedo. Los porcentajes inusualmente elevados de caolinita en algunas muestras, en las que este mineral supera el 50%, se justificarían por su mayor proximidad a depósitos albienses.
4. En relación con otros minerales de la arcilla, cabe destacar el contenido esporádico de esmectita en alguno de los depósitos endokársticos estudiados, siempre con bajas cristalinidades y, frecuentemente, formando interestratificados. Dada su presencia en las dolomías de la región, su permanencia en el residuo insoluble indica unas condiciones físicas altamente conservativas, que favorecen su permanencia tras los procesos de disolución que originan el residuo que la contiene. En cuanto a la clorita, detectada esporádicamente y en pequeña cantidad en el residuo insoluble del karst, indica claramente la aloctonía de los depósitos en los que se presenta.
5. La paragonita únicamente aparece en los rellenos de las cavidades situadas en el borde sur del Sistema Central, ya que este mineral se forma generalmente en un metamorfismo de grado medio-bajo. En la vertiente norte, donde los materiales fuente proceden de rocas metamórficas de grado alto, no hemos observado paragonita en ninguno de los depósitos endokársticos estudiados.
6. En cualquier caso, es necesario tener en cuenta que la madurez evolutiva de los minerales de la arcilla de neoformación depende de la edad de estos y del tiempo que han dispuesto para su transformación en unas determinadas condiciones ambientales. Los minerales estudiados sugieren que dicha evolución ha sido corta, no apreciándose diferencias notables entre muestras procedentes de diferentes macizos kársticos, cada uno con su situación geomorfológica particular, reflejo de estadios diferentes de la evolución del karst.

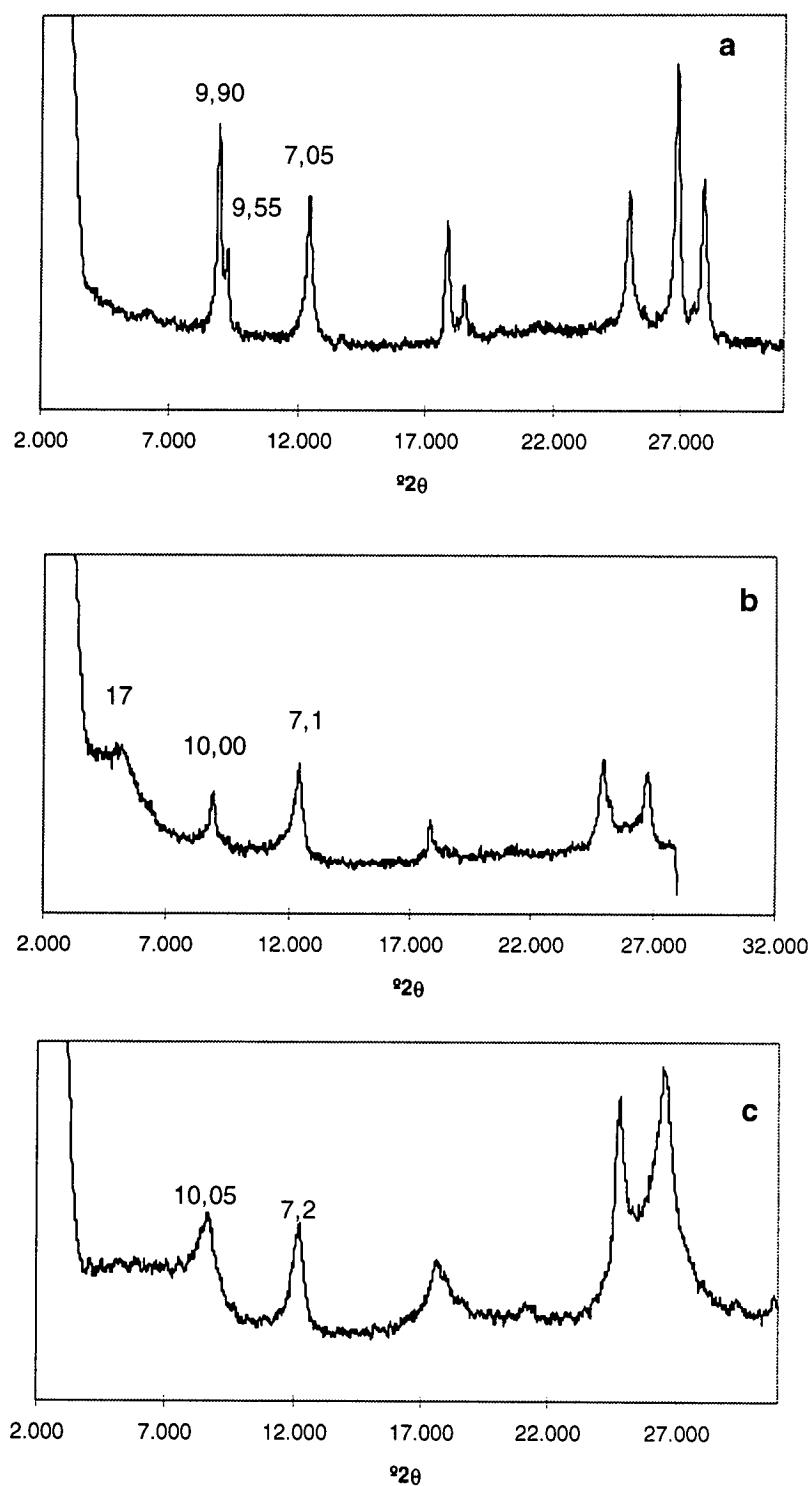


Fig. 65. Diagramas de difracción de rayos X de la fracción arcilla (<2m) de muestras homoionizadas en  $Mg^{2+}$  y solvatadas en atmósfera saturada en etilenglicol, correspondientes a las muestras TF-1-2 (a), CR-2-1 (b) y EN-3a (c).

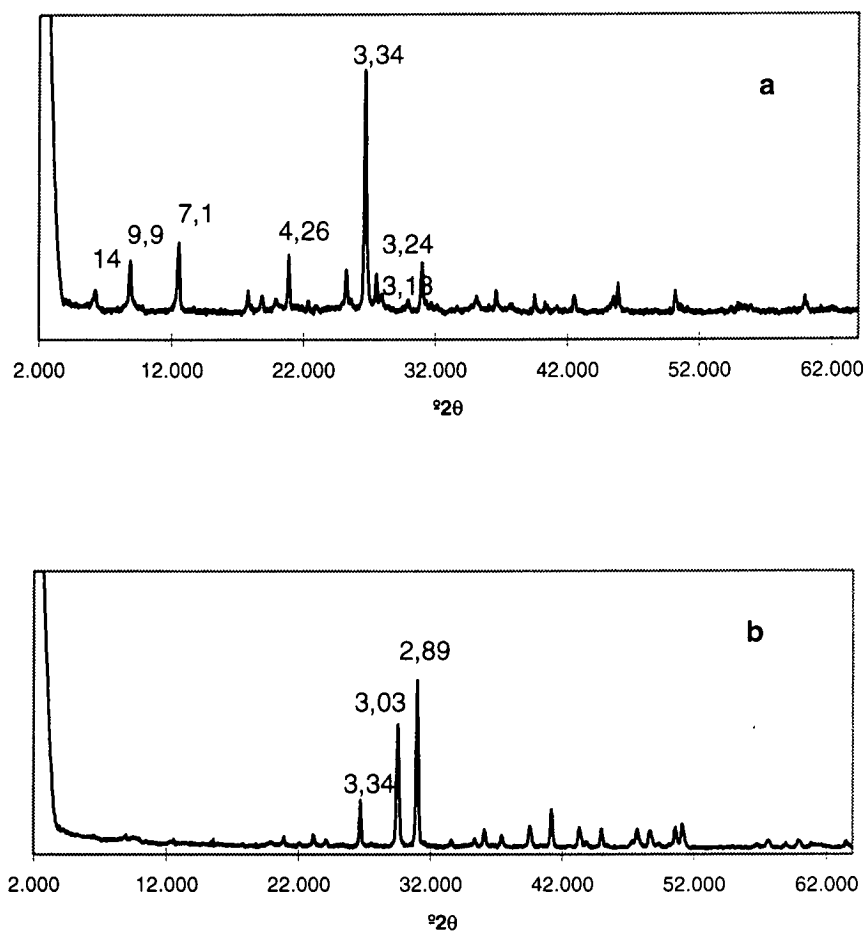


Fig. 66. Diagramas de difracción de rayos X de polvo desorientado de muestra global, correspondientes a las muestras CRT-1 (a) y EN-3 (b).

## 12.2. Restos paleontológicos

La existencia de restos paleontológicos es relativamente frecuente en las cavidades situadas en los bordes norte y sur del Sistema Central. Dichas cavidades fueron utilizadas como refugio o lugar de cría por diferentes especies de vertebrados terrestres en el Pleistoceno. Así, es posible encontrar restos paleontológicos *in situ*, aunque también pueden existir huesos que han sido arrastrados desde el exterior por corrientes de agua y barro. El estudio de la bioestratigrafía de estos yacimientos permite obtener una valiosa información cronológica, así como datos sobre las condiciones paleoambientales en las que se desarrollaron estas especies. En el sistema kárstico de Valporquero, sin embargo, no se ha descrito la existencia de restos paleontológicos. Las peculiares condiciones de dicha cavidad, con la existencia de un curso activo hacen que la conservación de dichos restos sea difícil.

En la región se han realizado diversos trabajos que describen diferentes yacimientos con restos paleontológicos en cuevas (Tabla 19), en los que se estudia su tafonomía y cronología. Los fósiles encontrados corresponden a faunas que abarcan desde el Pleistoceno inferior hasta la actualidad.

Borde norte del Sistema Central		Borde sur del Sistema Central	
Situación	Cueva-yacimiento (referencias)	Situación	Cueva-yacimiento (referencias)
Pedraza (Segovia)	<i>Cueva de la Griega</i> (Torres, 1969)  <i>Cueva de la Puerta de la Villa</i> (Torres, 1969)	Pinilla del Valle (Madrid)	(Alfárez <i>et al.</i> , 1982, 1985, 1992; Toni y Molero, 1990; Alfárez y Roldán, 1992)
Villacastín (Segovia)	<i>Villacastín</i> (Arribas, 1994a,b, 1995, 1999)	Pontón de la Oliva (Madrid)	<i>Cueva del Reguerillo</i> (Torres, 1974, 1997)  <i>Cueva de los Huesos</i> (Sesé y Ruiz Bustos, 1992)  <i>Cueva de las Pinturas</i> (Sesé y Ruiz Bustos, 1992)
Perogordo (Segovia)	<i>Cueva del Búho</i> (Molero <i>et al.</i> , 1989; Iñigo <i>et al.</i> , 1998)	Valdesotos (Guadalajara)	<i>Jarama I, II, VI</i> (Jordá Pardo, 1993; Adán Álvarez <i>et al.</i> , 1995)
Segovia	<i>Pinarillo I</i> (Arribas, 1989, 1999)	Tamajón (Guadalajara)	<i>Cueva de los Torrejones</i> (Arribas <i>et al.</i> , 1995, 1997; Arribas, 1997, 1999)
Losana de Pirón (Segovia)	<i>Murcielaguinos</i> (Arribas, 1995)	Alcorlo (Guadalajara)	<i>Cueva del Congosto</i> (Alberdi <i>et al.</i> , 1977; Arribas y Jordá, 1999)  <i>Cueva de las Figuras</i> (Alberdi <i>et al.</i> , 1977; Arribas y Jordá, 1999)

Tabla 19. Yacimientos con interés paleontológico y estudios realizados en cavidades de la zona centro peninsular.

Cabe destacar, por su riqueza en restos paleontológicos y arqueológicos, el Abrigo de los Enebrales y la Cueva de los Torrejones, situados a 1 km al este de Tamajón. En las excavaciones llevadas a cabo en la cueva durante los años 1993, 94 y 95, se realizaron 4 sondeos estratigráficos, llegando al sustrato rocoso en la sala de entrada de la cavidad. Fueron descubiertos restos de macromamíferos (*Crocota crocuta cf. spelaea*, *Ursus sp.* y otros) así como restos humanos e industria lítica variada (Arribas *et al.*, 1995, 1997). Recientemente, se ha descubierto en esta cueva el esqueleto más completo de *Panthera pardus* encontrado en España (Arribas, 1997).

Además de los yacimientos estudiados por otros autores, durante el desarrollo del presente trabajo se han localizado nuevas cavidades con restos paleontológicos. Es el caso de los huesos encontrados en el macizo de Tamajón, en diversas salas de la Sima Fliper, a 30 y 45 m de profundidad. Se trata, principalmente, del caparazón de una tortuga (muestras TF-1-9C y TF-1-9N) y de huesos de cabra y lagomorfos (muestras TF-1-7 y TF-1-8) (ver apartado 8.2.1.3.4.). Estos restos se presentan incluidos en depósitos detríticos finos o bien cementados con cantos de hasta 15 cm, adheridos al techo y a las paredes de la cueva, que fueron transportados desde el exterior por las aguas superficiales en dos etapas diferentes. La primera, acompañando a las coladas de barro que provocaron la colmatación de la cavidad y la segunda, junto con el arrastre de materiales clásticos más gruesos durante la última fase de vaciado de la cueva. En el mismo macizo, la Cueva Vial también presenta abundantes restos (muestra T-CV-2), fundamentalmente pequeños huesos de aves y micromamíferos. Estos aparecen mezclados con los depósitos arenoso-arcillosos que cubren el suelo de la cavidad. La presencia de estos restos en la cueva debe asociarse a aportes alóctonos a la misma. Con cierta imprecisión, debido a lo fragmentado de las muestras, las faunas encontradas en la Sima Fliper y en la Cueva Vial, podrían corresponder al Pleistoceno superior-Holoceno (A. Arribas, comunicación personal).

Otra cavidad donde se han encontrado restos paleontológicos es la Cueva del Reguerillo. A unos 100 m de la entrada artificial al segundo piso, cementados parcialmente por una colada, hemos hallado restos de una mandíbula de un ejemplar juvenil de *Ursus spelaeus*. Esta especie es especialmente abundante en la cavidad, junto con otros mamíferos como *Lynx pardina*, *Capra ibex*, *Crocota crocuta spelaea*, *Cervus elaphus*, y otras especies. (Torres, 1974). La mayor parte de los restos de *Ursus* aparecen *in situ*, como consecuencia de muerte natural durante la fase de hibernación de estos animales, en la que, además, se producen los partos de las hembras de esta especie (Torres, 1997).

También se han encontrado restos paleontológicos en cavidades del borde norte del Sistema Central, como es el caso de la Cueva Nueva en Pedraza (ver apartado 8.2.2.2.3.). Dichos restos aparecen mezclados con sedimentos arenosos (muestra CN-2), pertenecientes a un antiguo cauce colgado 1 m sobre el curso seco del río subterráneo. En ellos se han podido identificar los siguientes taxones (A. Arribas, comunicación personal):

- |                   |  |
|-------------------|--|
| <b>Anfibios:</b>  | <i>Anura gen. indet.</i>   |
| <b>Reptiles:</b>  | <i>Lacerta sp.</i><br><i>Colubrido indet.</i><br><i>Natricido indet.</i> |
| <b>Aves:</b>      | <i>Passeriformes gen. indet.</i>   |
| <b>Mamíferos:</b> |  |
| -Insectívoros:    | <i>Crocadura sp.</i> (Musaraña)  |

*Soricidae gen. indet. cf. Suncus sp.* (Musarañita)

-Quirópteros: *Chiroptera gen. Indet.*

-Roedores: *Apodemus sp.* (Ratón de campo)  
*Rattus cf. rattus* (Rata campestre)  
*Microtus sp.* (Topillo)  
*Microtus arvalis-agrestis* (Ratilla campesina- agreste)  
*Pitymys sp.1* (Topillo)  
*Pitymys sp.2* (Topillo)  
*Arvicola terrestris* (Rata de agua norteña)  
*Eliomys sp.* (Lirón careto)

-Lagomorfos: *Oryctolagus sp.* (Conejo, individuo infantil)

Los restos fósiles de micromamíferos proceden del interior de coprolitos de carnívoros de pequeño tamaño. La estructura y textura que éstos presentan permiten identificar al organismo generador como un cánido, concretamente un representante del género *Vulpes* (zorro). No hay datos suficientes para realizar algún tipo de precisión bioestratigráfica, aunque lo más probable es que se trate de un depósito del Pleistoceno superior, dada la presencia de *Rattus* en la asociación.

En la Cueva de Antonio López, ubicada unos 50 m al sur de la Cueva Nueva, también se han encontrado nuevos restos paleontológicos (ver apartado 9.2.2.2.3.). Estos aparecen incluidos en una colada estalagmítica de 40 cm de espesor, que yace sobre un nivel de arenas fuertemente cementadas también con restos. Se han encontrado, fundamentalmente, porciones epifisarias de huesos de grandes herbívoros y coprolitos de hienas, que aparecen removilizados hacia el exterior de la cavidad, lo que indica que la cueva debió ser utilizada como cubil. En la zona se han encontrado piezas dentarias de esta especie en la Cueva de la Griega y la Cueva de la Puerta de la Villa (Torres, 1969). La datación efectuada de la parte superior de la colada de la Cueva de Antonio López (PZ-1), arroja una edad superior a 300.000 años BP (ver apartado 11.3.1.2), lo que hace que estos restos correspondan al Pleistoceno medio. Ello supone que este yacimiento es anterior al de Villacastín y quizás coetáneo al de Murcielaguinos, ambos estudiados por Arribas (1995).

En la Tabla 20 se resumen los yacimientos kársticos con registro paleontológico y/o arqueológico de ambos bordes del Sistema Central, siguiendo un orden cronológico (de más antiguo a más moderno). Se observa que el registro es exclusivamente Cuaternario, fundamentalmente del Pleistoceno medio-superior.

Es relativamente frecuente encontrar, incluidos en los depósitos detríticos, restos paleontológicos y arqueológicos que permiten, en ocasiones, asignar una edad aproximada a estos rellenos. Las faunas más antiguas localizadas corresponden al Pleistoceno inferior-medio, aunque la mayoría de los restos pertenecen al Pleistoceno medio-superior (Tabla 20). La presencia de restos fósiles en el endokarst es consecuencia de la utilización de las cavidades y abrigos de la región como guarida o comederos por diferentes especies animales. Ello implica que dichas cuevas se encontrasen comunicadas con el exterior, posibilitando el acceso a las mismas. También se da el caso de restos óseos encontrados en cavidades que, por su morfología o situación, no han podido servir nunca como cobijo. Dichos restos debieron ser arrastrados al endokarst desde la superficie, por corrientes de agua y barro, o ser consecuencia de caídas accidentales al interior de simas y pozos.



Los restos paleontológicos y arqueológicos encontrados en las cavidades de la región aparecen, generalmente, cubiertos por depósitos detríticos o químicos. Ello indica que tras la ocupación de la cavidad, ésta ha continuado sufriendo diferentes episodios de relleno. En ocasiones, dicho proceso pudo motivar el abandono definitivo de la cueva como consecuencia de su colmatación, aunque en otras simplemente marcó un paréntesis provocado por cambios ambientales en el entorno del karst.

<b>Cueva-yacimiento</b>	<b>Restos paleontológicos</b>	<b>Restos arqueológicos/arte rupestre</b>	<b>Cronología de los restos paleontológicos</b>
<i>Cueva de los Huesos</i>	SI	NO/NO	Pleistoceno inferior-medio
<i>Cueva de las Pinturas</i>	SI	NO/NO	Pleistoceno inferior-medio
<i>Cueva del Congosto</i>	SI	NO/NO	Pleistoceno medio
<i>Cueva de las Figuras</i>	SI	NO/NO	Pleistoceno medio
<i>Cueva de la Griega(*)</i>	SI	SI/SI	Pleistoceno medio?
<i>Cueva Puerta de la Villa(*)</i>	SI	SI/NO	Pleistoceno medio
<i>Murcielaguinos(*)</i>	SI	NO/NO	Pleistoceno medio
<i>Cueva de Antonio López(*)</i> (#)	SI	NO/NO	Pleistoceno medio
<i>Villacastín(*)</i>	SI	NO/NO	Pleistoceno medio (Riss II-III)
<i>Pinilla del Valle</i>	SI	SI/NO	Pleistoceno medio (Riss-Würm)
<i>Cueva del Reguerillo</i>	SI	SI/SI	Pleistoceno medio-superior
<i>Cueva de los Torrejones</i>	SI	SI/NO	Pleistoceno superior
<i>Pinarillo(*)</i>	SI	NO/NO	Pleistoceno superior (Würm I-II)
<i>Cueva de Búho(*)</i>	SI	NO/NO	Pleistoceno superior (Würm I-II)
<i>Cueva Nueva(*)</i> (#)	SI	NO/NO	Pleistoceno superior
<i>Sima Fliper</i> (#)	SI	NO/NO	Pleistoceno superior-Holoceno ?
<i>Cueva Vial</i> (#)	SI	NO/NO	Pleistoceno superior-Holoceno ?
<i>Jarama I, II, VI</i>	SI	SI/NO	Pleistoceno superior-Holoceno

Tabla 20. Yacimientos paleontológicos asociados al karst en la zona centro peninsular y cronología de los mismos. (\*) cuevas o yacimientos situados en el borde norte del Sistema Central, (#) datos propios. Situación de los yacimientos y referencias bibliográficas en Tabla 19.

El estudio de los depósitos endokársticos de las cuevas del centro de la península pone de manifiesto que el relleno de las mismas debió producirse en diferentes fases a lo largo del Pleistoceno. Esta afirmación se apoya en los resultados de los análisis mineralógicos de las muestras y en la ubicación de dichos depósitos dentro de las cavidades. Además, la presencia de

restos óseos en los rellenos endokársticos permite asignar de forma indirecta una edad a los mismos. El estudio de los taxones ha permitido apreciar un ligero desfase temporal en la edad de los restos entre las cavidades del borde norte y las del borde sur del Sistema Central (Fig. 67). Las faunas más antiguas corresponden al Pleistoceno inferior-medio y aparecen en las cuevas de la vertiente meridional de la sierra, mientras que las cavidades del lado norte se han encontrado restos paleontológicos con edades a partir del Pleistoceno medio. Esta diferencia cronológica podría deberse a un sesgo en las observaciones, pero también a que el endokarst del borde sur quedó antes desmantelado, siendo éste accesible desde el exterior, probablemente en el Pleistoceno inferior. Ello permitió la ocupación de algunas galerías por animales siendo utilizadas estas como guarida o comedero. No existen sin embargo, datos sobre el comienzo del relleno del endokarst en la región, aunque dichos procesos debieron producirse de forma casi inmediata a la formación de algunos conductos subterráneos, tal vez a partir del Plioceno-Pleistoceno inferior.

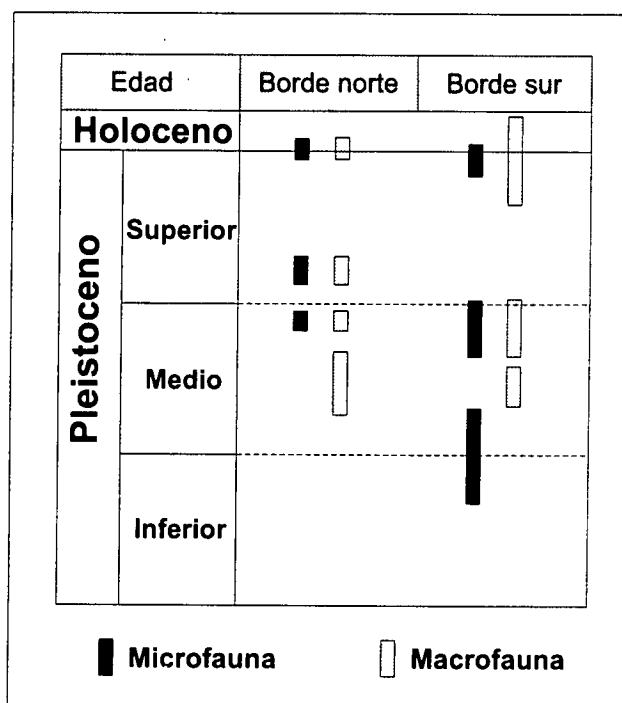


Fig. 67. Distribución temporal de los restos paleontológicos encontrados en depósitos endokársticos de las cavidades de los bordes norte y sur del Sistema Central.

### 12.3. Depósitos de precipitación química

Los espeleotemas carbonatados constituyen excelentes indicadores paleoclimáticos (Henning *et al.*, 1983), ya que su formación y desarrollo se asocia a periodos cálidos, particularmente en el Pleistoceno reciente (que es el mejor conocido). Las fases frías vienen marcadas por la práctica ausencia de depósitos kársticos de precipitación química y por un aumento en los procesos de erosión y corrosión. Este hecho es especialmente significativo en zonas kársticas de media y alta montaña de zonas templadas, como es el caso de Europa (Maire, 1990), y en karsts de latitudes altas donde las interfases glaciario-interglaciario han sido muy marcadas a lo largo del Pleistoceno.

Los espeleotemas presentan la posibilidad de aplicarles diversos métodos de datación absoluta (Schwarcz, 1986), que permiten conocer la edad aproximada de su formación. También se pueden realizar en ellos análisis geoquímicos de isótopos estables a partir de los cuales efectuar estimaciones de paleotemperaturas (Turi, 1986; Jiménez de Cisneros, 1994, entre otros), siempre que estos depósitos se hayan generado en equilibrio isotópico.

#### 12.3.1. Estudio geocronológico de espeleotemas

Con el fin de obtener datos sobre la edad de los depósitos endokársticos de la zona centro peninsular, se han realizado una serie de determinaciones mediante el método Torio-Uranio (Th/U). Dicho método geocronológico es empleado frecuentemente para datar espeleotemas, aunque presenta la limitación de que sólo permite la datación de espeleotemas formados hace menos de 350.000 años, es decir desde la mitad del Pleistoceno medio hasta la actualidad.

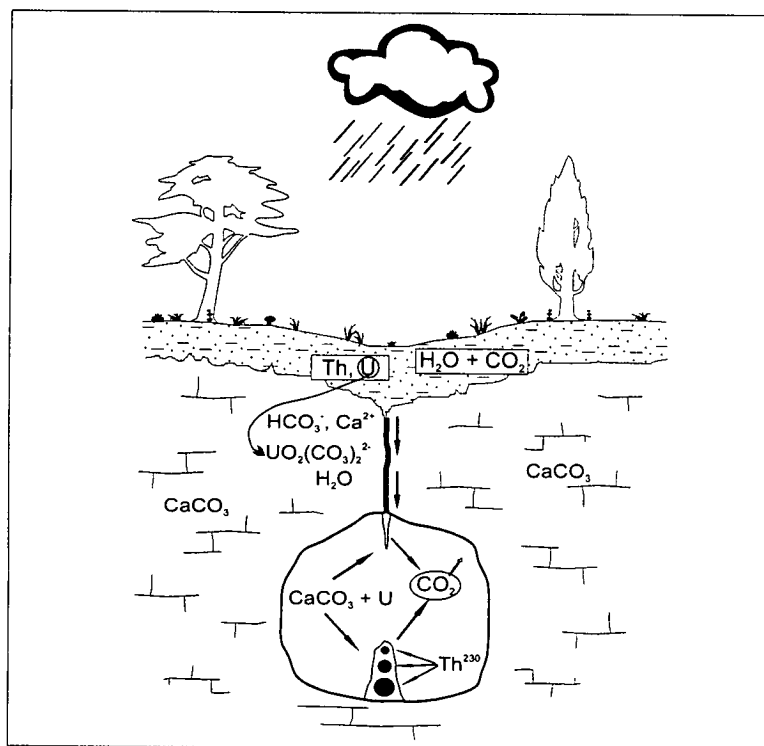


Fig. 68. Migración del Uranio hacia el endokarst. Una vez formados los espeleotemas, el  $\text{Th}^{230}$  comienza a generarse. Su cantidad será mayor cuanto más antigua sea la estalagmita, lo cual se ha representado con círculos negros (según Quinif, 1989).

Los suelos que recubren los macizos kársticos contienen de forma natural Torio ( $^{230}\text{Th}$ ) y Uranio ( $^{234}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$ ). Este último elemento también aparece, aunque en bajas concentraciones,

en las rocas carbonatadas (Quinif, 1989). Las precipitaciones movilizan el Uranio y otros elementos hacia el endokarst, quedando en superficie el Torio, más insoluble, (Fig. 68). Al precipitar el carbonato cálcico en forma de espeleotema, teóricamente solo contendrá  $^{234}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$ , aunque en realidad también presentará ciertas cantidades de Torio de origen detrítico, lo que representa un problema a la hora de realizar las dataciones. Con el transcurso del tiempo el  $^{234}\text{U}$  se desintegra y transforma en  $^{230}\text{Th}$ , por lo que la relación entre la concentración de Torio y Uranio será función del tiempo, constituyendo por ello un excelente geocronómetro (Quinif *et al.*, 1994). El límite de aplicación del método viene impuesto por el periodo de semidesintegración del  $^{230}\text{Th}$ , pudiendo obtener edades desde pocos miles hasta unos 350.000 años (p. ej. Duplessy *et al.*, 1972; Harmon *et al.*, 1975).

### 12.3.1.1. Antecedentes

Los primeros estudios encaminados a emplear los disequilibrios isotópicos del Uranio, con el fin de datar espeleotemas, se remontan a los años 60 (Gewelt y Ek, 1988). En Europa son pioneros los estudios de Nguyen y Lalou (1969) y Duplessy *et al.* (1970, 1972). A partir de ese momento son relativamente habituales los trabajos donde se recogen determinaciones Th/U realizadas en espeleotemas de cavidades inglesas, francesas y belgas (p. ej. Atkinson *et al.*, 1978; Sorriaux, 1982; Cantillana *et al.*, 1986; Quinif, 1987). En España las primeras dataciones Th/U se realizan sobre formaciones epiacuáticas en cuevas costeras de la isla de Mallorca (Hennig *et al.*, 1981).

La tabla 21 recoge las dataciones Th/U y ESR efectuadas, hasta la fecha, en espeleotemas y travertinos en la Península Ibérica y Baleares. La distribución geográfica de las mismas queda reflejada en la figura 69. El objetivo es poder comparar las dataciones absolutas realizadas en cavidades de ambos bordes del Sistema Central y del macizo kárstico de Valporquero con las obtenidas por otros autores en diferentes ámbitos territoriales. La recopilación de las dataciones existentes está basada en trabajos anteriores (Durán *et al.*, 1988a; Durán, 1989, 1996), añadiéndose aquí las dataciones realizadas con posterioridad.

Nº	Localidad	Método	Depósito	Referencias
1	Macizo de Peña Lavalle (Valle de Asón, Cantabria)	Th/U	E-T	Delannoy y Morverand (1989)
2	Polje de Matienzo (Matienzo, Cantabria)	Th/U	E	Openshaw (1996)
3	Cueva del Cueto de la Lucia (Quintanilla, Cantabria)	Th/U	E	Torres (1998)
4	Sistema kárstico de Valporquero (Vegacevera, León)	Th/U	E-T	Durán y Heredia (1997), Durán <i>et al.</i> (2000)
5	Piedra de San Martín, Macizo de Larra (Navarra/Francia)	Th/U	E	Cantillana <i>et al.</i> (1986), Quinif y Maire (1986), Maire (1990)
6	Sima BU-56, Macizo de Larra (Huesca)	Th/U	E	Maire <i>et al.</i> (1990), Goikoetxea (1992)
7	Sierra de Cantabria (Álava)	Th/U	T	Llanos <i>et al.</i> (1998)
8	Cueva de Atapuerca (Burgos)	Th/U-ESR	E	Aguirre <i>et al.</i> (1987)
9	Lago de Bañolas (Gerona)	Th/U	T	Barettino (1995d)
10	Río Blanco (Soria)	Th/U-ESR	T	Barettino (1995c)
11	Pinilla del Valle (Madrid)	Th/U-ESR	E	(Grün <i>et al.</i> , en prensa, en 1985) en Alférez <i>et al.</i> (1985)
12	Cerro de la Oliva (Patones, Madrid)	Th/U-ESR	E	Barettino (1995a), Torres <i>et al.</i> (1996)

13	Trillo-Cifuentes (Alto Tajo, Guadalajara)	Th/U	T	Ordoñez <i>et al.</i> (1990)
14	Horna-Alcuneza (Alto Henares, Guadalajara)	Th/U	T	(Howell <i>et al.</i> , 1995) en Benito <i>et al.</i> (1998)
15	Puente de San Pedro (Molina de Aragón, Guadalajara)	Th/U	E-T	Hentzch <i>et al.</i> (1987)
16	Priego (Cuenca)	Th/U- ESR	T	Torres <i>et al.</i> (1994a), Baretino (1995b)
17	Río Matarraña (Beceite, Teruel)	Th/U	T	Martínez Tudela <i>et al.</i> (1986)
18	Río Fuente del Berro (Teruel)	Th/U	T	Meléndez <i>et al.</i> (1996)
19	Cuevas costeras de Mallorca (Islas Baleares)	Th/U- ESR	E	Hennig <i>et al.</i> (1981), Grün (1986), Ginés y Ginés (1993), Ginés <i>et al.</i> (1999)
20	Formentera (Islas Baleares)	Th/U	E	Hennig <i>et al.</i> (1983)
21	Cuevas del Rull y de Las Rotas (Valencia)	Th/U	E	Hennig <i>et al.</i> (1983)
22	Lagunas de Ruidera (Albacete)	Th/U	T	Hentzch <i>et al.</i> (1987)
23	Sierra de Alfaguara (Granada)	Th/U	T	Andreo <i>et al.</i> (1999)
24	Cueva de Ardales (Serrezuela de Carratraca, Málaga)	Th/U- ESR	E	Durán <i>et al.</i> (1992), Durán (1996)
25	Sima G.E.S.M. (Sierra de la Nieves, Málaga)	Th/U	E	Delannoy y Guendon (1986)
26	Yunquera-Tolox (Serranía de Ronda, Málaga)	Th/U	T	Delannoy y Guendon (1986), Delannoy <i>et al.</i> (1993), Baretino (1995e)
27	Cueva de la Pileta (Sierra de Líbar, Málaga)	Th/U- ESR	E	Hennig <i>et al.</i> (1983), Durán (1996)
28	Sima de Libar (Sierra de Líbar, Málaga)	Th/U	E	Delannoy y Díaz (1986), Durán (1996)
29	Sistema Hundidero-Gato (Sierra de Líbar, Málaga)	Th/U	E	Durán (1996), Durán y López Martínez (1999)
30	Sierra del Endrinal (Grazalema, Cádiz)	Th/U	E	Rodríguez Vidal <i>et al.</i> (1998, 1999)
31	Mijas-Benalmádena-Torremolinos (Málaga)	Th/U- ESR	E-T	Durán <i>et al.</i> (1988), Durán (1996)
32	Cueva del Tesoro y Raja del Humo (Málaga)	Th/U- ESR	E	Durán (1996)
33	Sierras de Tejeda, Almijara y Alhama (Málaga)	Th/U	T	Durán (1996)
34	Cueva de Nerja (Nerja, Málaga)	Th/U- ESR	E-T	Hennig <i>et al.</i> (1983), Durán <i>et al.</i> (1993), Durán (1996)
35	Cuenca de Tabernas (Almería)	Th/U	T	Delgado (1999)
36	Bajo Alentejo (Portugal)	Th/U- ESR	T	Gaida y Radtke (1983)

Tabla 21. Dataciones absolutas mediante los métodos Th/U o ESR efectuadas sobre espeleotemas (E) y travertinos (T) en la Península Ibérica y Baleares.

### 12.3.1.2. Resultados de las dataciones de espeleotemas de la zona centro

La mayor parte de las cavidades estudiadas en la zona centro peninsular presentan espeleotemas. Aunque en muchos casos su desarrollo sea relativamente modesto, el estudio de éstos revela la existencia de diferentes generaciones, alguna de las cuales aparecen sellando rellenos de tipo detrítico (ver apartado 12.1.).

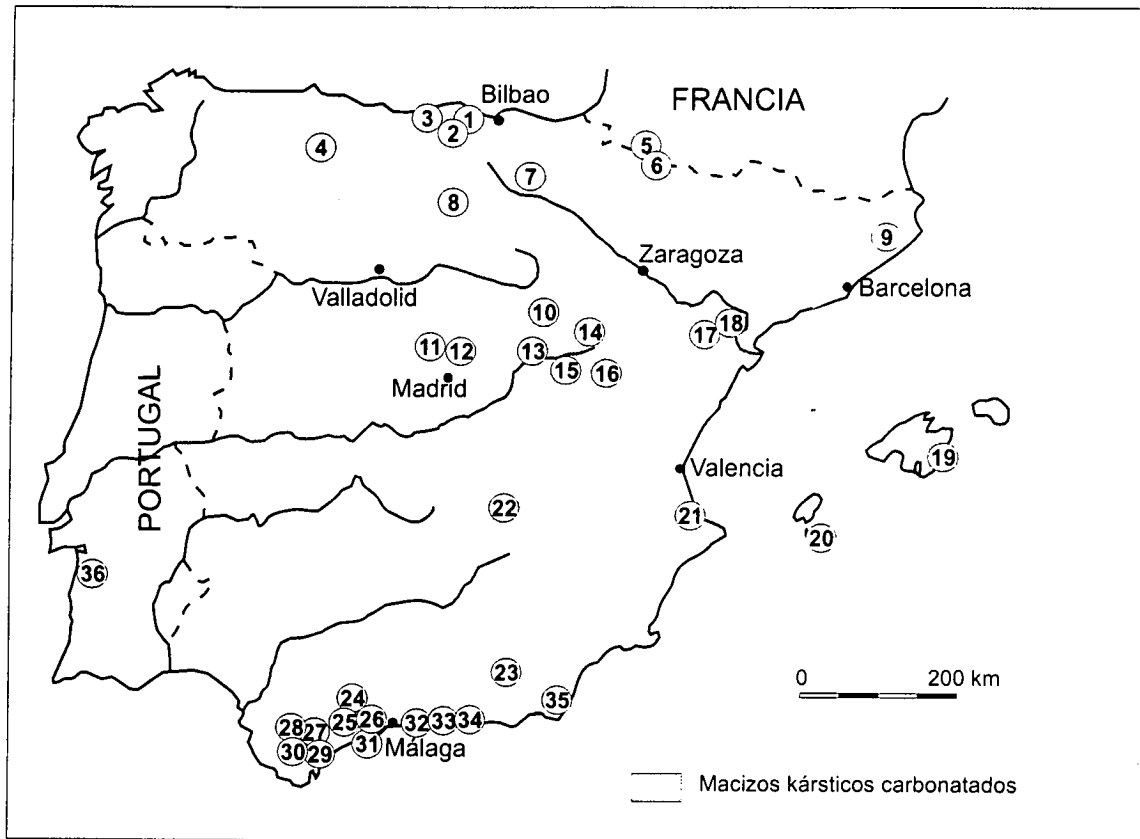


Fig. 69. Situación de los lugares donde han sido datados espeleotemas y travertinos en la Península Ibérica y Baleares con anterioridad a este trabajo. La numeración corresponde a la indicada en la Tabla 21.

En el marco del presente estudio se han efectuado un total de 10 dataciones Th/U, correspondientes a muestras procedentes de 7 cavidades, situadas dos en el borde norte y cinco en el sur del Sistema Central (Fig. 70). Las edades obtenidas oscilan entre el Pleistoceno medio (>300.000 B.P.) y el Holoceno.

Con anterioridad a este trabajo otros autores han realizado dataciones absolutas en algunas cuevas de la región (Tabla 21). Las áreas estudiadas han sido: el Cerro de la Oliva (Patones), con 9 determinaciones de  $^{14}\text{C}$  (Torres, 1970), 7 mediante Electron Spin Resonance (ESR) y 3 por el método Th/U (Barettino, 1995a; Torres *et al.*, 1996); una cavidad de Pinilla del Valle donde se efectuaron dataciones ESR y Th/U sobre dos coladas estalagmíticas (Grün *et al.*, en Alférez *et al.*, 1985) y el sistema kárstico de Valporquero con 10 dataciones Th/U (Durán y Heredia, 1997)

La descripción y situación de los espeleotemas datados ha sido indicada anteriormente en el apartado correspondiente a cada macizo kárstico.

#### *Cavidades del borde sur del Sistema Central*

La Tabla 22 recoge las 6 nuevas dataciones realizadas en cavidades del borde sur del Sistema Central.

En el macizo kárstico de Tamajón se han muestreado dos espeleotemas, uno en la Cueva del Chorrillo (T-CH-3) y otro en la Sima de los Enebrales (T-SE-1). En ambos casos se trata de coladas estalagmíticas cuyo principal interés es el de aparecer sellando potentes rellenos detríticos. Además, por su posición dentro de las cavidades (ver apartado 9.2.1.3.4.) deben corresponder a la generación más antigua formada en dichas cuevas. Las edades de las muestras T-CH-3 y T-SE-1 son  $109.566 \pm 4.913$  y  $118.838 \pm 8.175$  B.P., respectivamente.

En la Cueva del Gorgocil, en las proximidades de Muriel, se dataron una estalagmita y una estalactita (GOR-1 y GOR-2), obteniendo unas edades de  $109.717 \pm 4.294$  y  $117.086 \pm 5.128$  B.P., respectivamente. Ambas muestras también parecen pertenecer, por su situación en la cavidad (ver apartado 9.2.1.4.), a la generación más antigua de las tres que pueden reconocerse en la Cueva del Gorgocil.

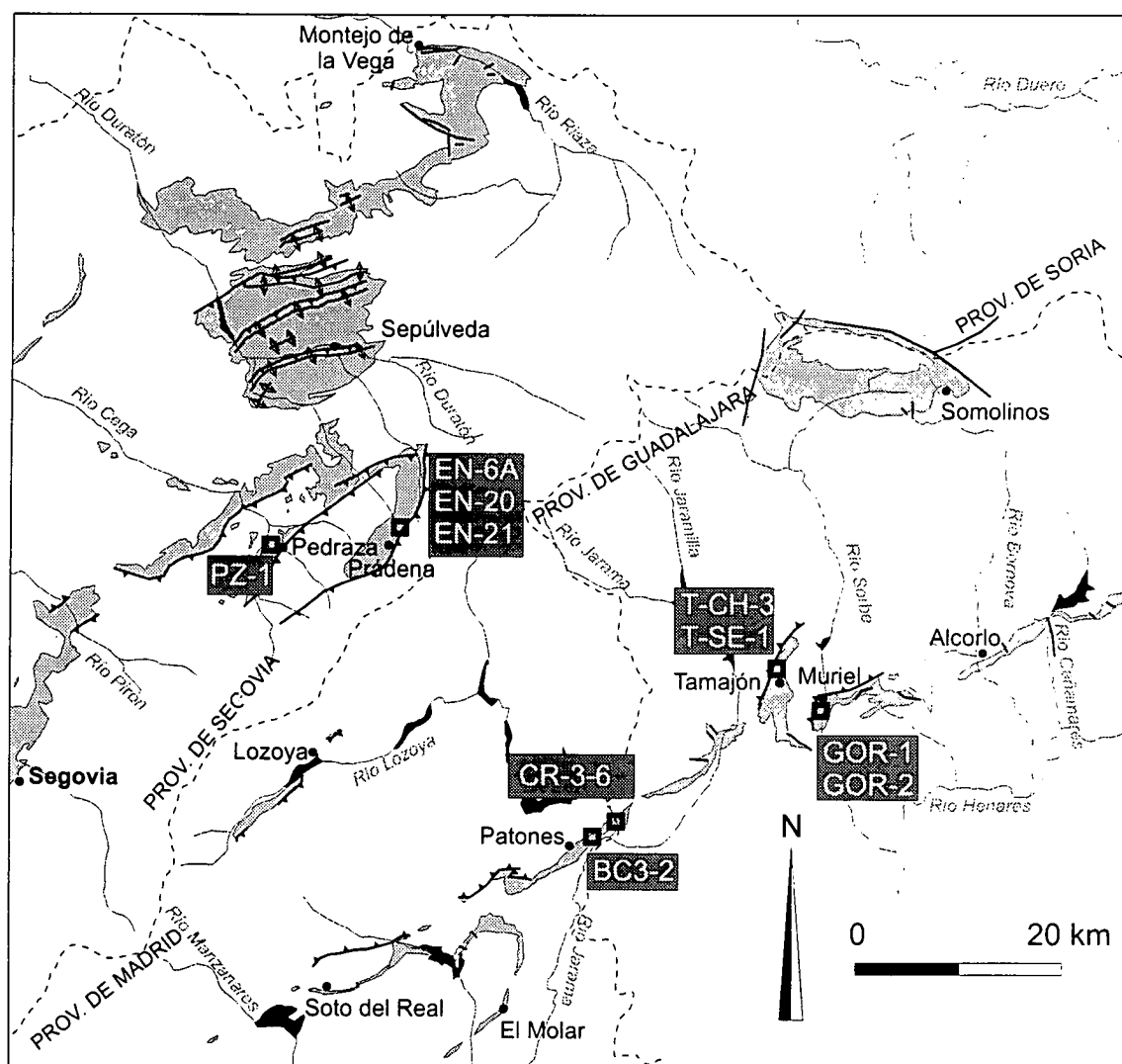


Fig. 70. Cavidades de los bordes norte y sur del Sistema Central donde se han datado espeleotemas mediante métodos de geocronología absoluta (Th/U) dentro del presente trabajo. Las siglas se refieren a las muestras datadas, incluyendo una abreviatura de las cuevas a las que corresponden. EN, Cueva de los Enebralejos; PZ, Cueva de Antonio López; GOR, Cueva del Gorgocil; T-CH, Cueva del Chorrillo; T-SE, Sima de los Enebrales; CR, Cueva del Reguerillo; BC, Barranco de las Cuevas.

En la Cueva del Reguerillo se ha datado una colada estalagmítica (CR-3-6) en el 3º piso de la cavidad, situada a techo de un relleno detrítico de varios metros de espesor. La edad obtenida para esta muestra es  $113.948 \pm 8.477$  B.P. Debido a la morfología y estructuración de la Cueva del Reguerillo, se conservan en su interior al menos 4 generaciones diferentes de espeleotemas. La muestra CR-3-6 podría corresponder a una de las primeras generaciones, aunque no la más antigua. Otras dataciones realizadas, por Baretino (1995a) y Torres *et al.* (1996), en la misma cavidad y en otras próximas así parecen confirmarlo. Estos autores efectuaron tres determinaciones Th/U en el Reguerillo. La primera en una colada situada en el primer piso de la cavidad, que ofrece una edad de  $48.971 \pm 1.438$  B.P., las otras dos corresponden a una estalagmita situada en el segundo piso, cuya edad abarca entre  $83.966 \pm 4.274$  y  $45.555 \pm 1.866$  B.P. Estos mismos autores datan, mediante ESR, varios espeleotemas del primer piso de la Cueva del Reguerillo, obteniendo como edades más probables  $208 \pm 24$  y  $70 \pm 6$  ka. Igualmente y mediante el mismo método realizan una determinación en la Cueva de la Escarihuella y otra en una cavidad próxima a la Cueva de los Huesos, que aportan edades de  $216 \pm 34$  y  $981 \pm 76$  ka, respectivamente.

Muestra	U ppm	Th ppm	$U^{234}/U^{238}$	$Th^{230}/U^{234}$	$Th^{230}/Th^{232}$	Edad (años B.P.)	Error (años)
T-CH-3	0,42	0,02	1,14	0,65	39,039	<b>109.566</b>	$\pm 4.913$
T-SE-1	0,48	0,01	1,07	0,67	81,852	<b>118.838</b>	$\pm 8.175$
GOR-1	0,82	0	2,07	0,68	-	<b>109.717</b>	$\pm 4.294$
GOR-2	1,06	0	2,03	0,71	-	<b>117.086</b>	$\pm 5.128$
CR-3-6	10,84	0	1,24	0,67	-	<b>113.948</b>	$\pm 8.477$
BC3-2	0,25	0,23	1,12	0,94	3,639	<b>&gt;300.000</b>	-

Tabla 22. Datos correspondientes a las dataciones absolutas (Th/U) realizadas en cavidades del borde sur del Sistema Central en el presente trabajo. TCH: Cueva del Chorrillo y TSE: Sima de los Enebrales (macizo de Tamajón); GOR: Cueva del Gorgocil (macizo de Muriel); CR: Cueva del Reguerillo y BC: Barranco de las Cuevas (macizo de Patones-Cerro de la Oliva).

La Cueva BC3 se encuentra en el Barranco de las Cuevas, al suroeste del Cerro de la Oliva. La cavidad se abre unos 60 m por encima del actual cauce del barranco (ver apartado 9.2.1.1.3.) y podría pertenecer a la fase de karstificación más antigua conservada en la zona. En su interior se ha datado una potente colada estalagmítica (BC3-2), que ofrece una edad superior a 300.000 B.P., que parece confirmar ésta hipótesis.

En el alto valle del río Lozoya existe un afloramiento carbonatado donde existen pequeñas cavidades en forma de abrigo. En una de ellas aparece un interesante yacimiento paleontológico estudiado por Alférez *et al.* (1985). Estos autores realizan dos dataciones Th/U sobre sendas coladas estalagmíticas resultando unas edades de *ca.* 200.000 y *ca.* 150.000 B.P., respectivamente.

#### ***Cavidades del borde norte del Sistema Central***

En la tabla 23 se recogen las 4 nuevas dataciones realizadas en muestras de espeleotemas procedentes de cavidades del borde norte del Sistema Central, tres de las cuales pertenecen a la Cueva de los Enebrales. En dicha cueva se han reconocido tres generaciones distintas de espeleotemas. Las muestras EN-20 y EN-21 se tomaron en las galerías altas de la cavidad (ver Fig. 43) y presentan edades de  $232.883 \pm 20.832$  B.P. y  $54.429 \pm 2.537$  B.P., respectivamente. Por su parte, la muestra EN-6A corresponde a una estalagmita situada en las galerías bajas o del río (Fig. 71), la datación de su ápice arroja una edad de  $2.581 \pm 194$  B.P. En



esta misma estalagmita se ha realizado también una serie de análisis de isótopos estables, cuyos resultados se ofrecen en el apartado 12.3.2.1.

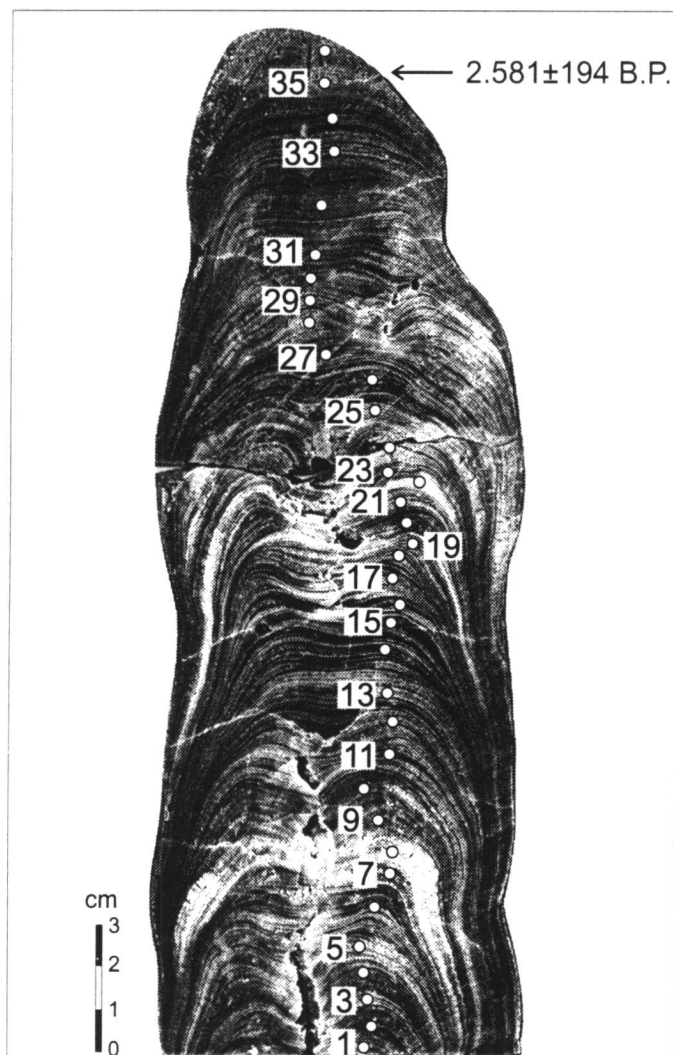


Fig. 71. Estalagmita correspondiente a la Cueva de los Enebralejos (muestra EN-6A) en la que se ha efectuado una datación absoluta (Th/U), además de una serie de análisis de isótopos estable ( $O^{18}$  y  $C^{13}$ ) en las posiciones indicadas por los círculos blancos numerados.

La muestra PZ-1 corresponde a una colada estalagmítica situada en la Cueva de Antonio López (en Pedraza). La colada aparece sellando restos óseos de grandes mamíferos y coprolitos (ver apartado 12.2.). La datación de la misma arroja una edad superior a 300.000 B.P., que parece confirmar la hipótesis de que la cavidad pudo servir de cubil para hienas durante el Pleistoceno medio, como ha ocurrido en otras cuevas próximas de la provincia de Segovia.

Muestra	U ppm	Th ppm	$U^{234}/U^{238}$	$Th^{230}/U^{234}$	$Th^{230}/Th^{232}$	Edad (años B.P.)	Error (años)
EN-6A	0,49	0	1,01	0,02	-	2.581	± 194
EN-21	0,19	0	1,04	0,4		54.429	± 2.537
EN-20	0,16	0,01	1,04	0,89	32,85	232.883	± 20.832
PZ-1	0,4	0,04	1,03	1	34,533	>300.000	-

Tabla 23. Datos correspondientes a las dataciones absolutas (Th/U) realizadas en cavidades del borde norte del Sistema Central en el presente trabajo. EN: Cueva de los Enebralejos (macizo de Prádena); PZ: Cueva de Antonio López (macizo de Pedraza).

**Sistema kárstico de Valporquero**

La Tabla 24 recoge 5 dataciones realizadas en el sistema kárstico de Valporquero por Durán y Heredia (1997). Los espeleotemas datados pertenecen a la Sala de Grandes Maravillas, donde se observan un mínimo de tres generaciones de crecimiento. La primera generación, subaérea, es de una antigüedad superior a 300.000 B.P. La segunda, de carácter epiacuático, tiene una edad aproximada de 134.000 B.P., y la tercera, entre 8.000 y 7.000 B.P., claramente holocena. Estos mismos autores también datan dos edificios travertínicos a la salida del sistema kárstico (Tabla 25), que ponen de manifiesto la existencia de una fase de formación de carbonatos con una edad aproximada de 44.000 B.P. y otra entre 11.000 y 9.000 B.P., no reconocidas en el interior de la cavidad.

Muestra	U ppm	$U^{234}/U^{238}$	$Th^{230}/U^{234}$	Edad (años B.P.)	Tipo
VAL-GM-01I	6,89	1,24±0,01	1,06±0,0	>300.000	Estalagmita
VAL-GM-01E	0,09	1,45±0,04	1,11±0,04	>300.000	Estalagmita
VAL-GM-02	0,07	1,50±0,03	0,75±0,03	133.957±9.699	Epiacuático
VAL-GM-03B	2,04	2,53±0,03	0,07±0,0	8.116±335	Estalagmita
VAL-GM-03T	0,26	1,84±0,04	0,06±0,0	7.178±405	Estalagmita

Tabla 24. Datos correspondientes a las dataciones absolutas (Th/U) realizadas en la Sala de Grandes Maravillas (GM), en el sistema kárstico de Valporquero (según Durán y Heredia, 1997).

Muestra	U ppm	Th ppm	$U^{234}/U^{238}$	$Th^{230}/U^{234}$	$Th^{230}/Th^{232}$	Edad (años B.P.)
VAL-TR-1	0,25	1,60	1,02±0,02	1,75±0,04	0,833±0,001	>300.000
VAL-TR-2A	0,09	0,11	1,53±0,04	0,35±0,03	1,444±0,15	44.769±4.060
VAL-TR-2A	0,09	0,13	1,53±0,06	0,34±0,02	1,144±0,089	43.775±3.384
VAL-TR-2B	0,10	0,04	1,75±0,06	0,10±0,01	1,583±0,119	11.829±668
VAL-TR-2B	0,09	0,02	1,78±0,08	0,08±0,01	1,748±0,148	9.154±589

Tabla 25. Datos correspondientes a las dataciones absolutas (Th/U) realizadas sobre travertinos en el macizo kárstico de Valporquero (según Durán y Heredia, 1997).

### 12.3.2. Isótopos estables

Entendemos como isótopos (Soddy, 1913) de un elemento químico aquellos nucleidos que poseen igual número de protones pero distinto número de neutrones, por lo que presentan masas atómicas diferentes, aunque tengan el mismo número atómico. Esto provoca que isótopos de un mismo elemento tengan propiedades químicas semejantes pero no idénticas. Si realizamos un análisis de la abundancia relativa dentro de un elemento químico, entre un isótopo más pesado y otro más ligero, podremos resolver determinados problemas geoquímicos. En ciertas condiciones el conocimiento de las relaciones isotópicas de algunos elementos nos permitirá determinar, por ejemplo, la paleotemperatura a la que se originó el material analizado o discriminar el posible origen de los isótopos que los conforman. Las composiciones isotópicas se expresan habitualmente con la notación delta ( $\delta$ ), y su expresión es la siguiente (Gonfiantini, 1981):

$$\delta = (R_{\text{muestra}} - R_{\text{patrón}}) / R_{\text{patrón}}$$

siendo R la razón entre el isótopo pesado y el isótopo ligero.

Al ser estas diferencias muy pequeñas se expresan normalmente en tanto por 1.000 (‰ =  $\delta/1.000$ ). Los valores positivos de  $\delta$  indican enriquecimiento en el isótopo pesado respecto al valor de referencia. Valores negativos muestran lo contrario.

A fin de que los datos entre diferentes laboratorios sean comparables, los resultados de los análisis isotópicos son expresados con respecto a un patrón común internacional. Para muestras de aguas se utiliza el SMOW (*Standar Mean Ocean Water*), obtenido por Craig (1961). Este representa un valor medio del agua oceánica, y hay que tener en cuenta que el mar contiene casi el 98% del agua que interviene en el ciclo hidrológico y su composición isotópica es bastante uniforme (Gonfiantini, 1981). Posteriormente, y debido a la desaparición del SMOW como muestra real, la Agencia Internacional de la Energía Atómica (AIEA), preparó una muestra de agua que presentara una composición isotópica lo más próxima posible al SMOW; ésta es la llamada VIENNA-SMOW (V-SMOW), la cual se encuentra en Viena disponible para efectuar calibraciones (Gat y Gonfiantini, 1981).

Para carbonatos, el patrón utilizado es el PDB (la relación isotópica de la concha de un ejemplar de *Belemnitella americana* de la Pee Dee Formation, de Carolina del Sur). Existen ecuaciones que permiten el paso de un patrón a otro (Craig, 1961):

$$\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW}) = 1,03086 \delta^{18}\text{O}(\text{PDB}) + 30,86$$

$$\delta^{18}\text{O}(\text{PDB}) = 0,97006 \delta^{18}\text{O}(\text{SMOW}) - 29,94$$

Los isótopos estables del oxígeno y del carbono ( $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ ) se presentan en la naturaleza de modo natural, y son utilizados con frecuencia en la actualidad para el estudio de espeleotemas, travertinos y otros materiales.

#### -Isótopos del oxígeno

Los isótopos del oxígeno son tres:  $^{18}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  y  $^{16}\text{O}$ . Las abundancias relativas de cada uno de ellos son las siguientes:

$$^{18}\text{O} = 0,199\%; \quad ^{16}\text{O} = 99,73\%; \quad ^{17}\text{O} = 0,037\%$$

Debido a sus abundancias relativas y a la diferencia de masa entre ellos, habitualmente se emplea la relación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Aplicando la expresión citada al comienzo del presente apartado:

$$\delta^{18}\text{O} = ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{muestra}} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{patrón}}) \times 1000 / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{patrón}})$$

El estudio de la variación de la relación isotópica  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en los carbonatos constituye una herramienta útil en los estudios de sedimentos marinos recientes; prueba de ello son los resultados obtenidos a partir de sondeos de fondos marinos por Emiliani (1955), y el establecimiento, gracias a estos, de secuencias paleoclimáticas cuaternarias (Shackleton y Opdike, 1973).

Estudios experimentales realizados sobre el sistema calcita-agua, ponen de manifiesto que la variabilidad isotópica del oxígeno en un espeleotema está directamente relacionada con la temperatura y la composición isotópica del agua en el momento de su formación. Así la calcita tendría unos factores de fraccionamiento ( $\alpha_{\text{calcita-agua}}$ ) específicos para cada rango de temperatura (Tabla 26) (Epstein y Mayada, 1953; Craig, 1965; O'Neil *et al.*, 1969; Friedman y O'Neil, 1977).

Temperatura de formación (°C)	$\alpha_{\text{calcita-agua}}$
0	1,036
25	1,029
50	1,026
75	1,022

Tabla 26. Factores de fraccionamiento de la calcita ( $\alpha_{\text{calcita-agua}}$ ) en función de la temperatura

El análisis de los isótopos estables del oxígeno contenidos en carbonatos, demuestra que existe una disminución del isótopo pesado durante las épocas frías. Ello permite usar el método como geotermómetro (Bowen, 1966). Es posible, en consecuencia, conocer la temperatura local aproximada en el momento de la génesis del espeleotema (Gascoyne *et al.*, 1978). La ecuación propuesta por Shackleton y Kennett (1975) (en Jiménez de Cisneros, 1994), donde  $\delta_c$  y  $\delta_w$  son las composiciones isotópicas del carbonato y del agua, respectivamente, permite calcular la temperatura respecto a la razón isotópica:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,38 (\delta_c - \delta_w) + 0,1 (\delta_c - \delta_w)^2$$

Los trabajos en Francia de Duplessy *et al.* (1969, 1970, 1972), ponen de manifiesto que medidas de relaciones isotópicas efectuadas a lo largo del eje de crecimiento de una estalagmita proporcionan buenos resultados a la hora de establecer registros paleoclimáticos. En España se han realizado con éxito estudios similares en diversas cavidades.

### -Isótopos del carbono

El carbono presenta dos isótopos estables ( $^{13}\text{C}$  y  $^{12}\text{C}$ ) y otro inestable ( $^{14}\text{C}$ ). Este último se utiliza con frecuencia como método geocronológico, en cambio los primeros son empleados de manera complementaria con los isótopos del oxígeno para reconstrucciones paleoambientales. Los porcentajes de abundancia de los dos isótopos estables son:

$$^{13}\text{C} = 1,1\% \text{ y } ^{12}\text{C} = 98,8\%$$

Al igual que en el caso del oxígeno, las composiciones isotópicas obtenidas se expresan:

$$\delta^{13}\text{C} = \left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}_{\text{muestra}} - \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}_{\text{patrón}} \right) \cdot 1000 / \left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}_{\text{patrón}} \right)$$

Distintos autores han puesto de manifiesto la utilidad de emplear las relaciones isotópicas del carbono para determinar aspectos relacionados con la cubierta vegetal de una zona a partir de depósitos carbonatados (Emrich *et al.*, 1970; Cowling, 1982). Ello estaría relacionado con la diferente eficacia que las plantas muestran durante la fotosíntesis, discriminando el isótopo estable del carbono más pesado ( $^{13}\text{C}$ ). Se definen así dos vías en la fotosíntesis:

- Vía C4, que es la que utilizan las plantas herbáceas de sabana.
- Vía C3, característica de plantas de follaje.

La vía C4 discriminará menos el isótopo pesado, con valores menos negativos de  $\delta^{13}\text{C}$ , mientras que la vía C3 se caracterizará por valores más negativos de  $\delta^{13}\text{C}$ . De este modo conociendo los valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  se podrá conocer, de forma indirecta, el tipo de vegetación existente en la zona durante el proceso de precipitación de carbonatos en el endokarst.

### **-Equilibrio isotópico**

Los espeleotemas estudiados en el presente trabajo son precipitados de carbonato cálcico. El equilibrio isotópico depende de la temperatura (Epstein y Mayeda, 1953). Por lo tanto, si la calcita se depositó en equilibrio, su composición isotópica debe reflejar un registro de la temperatura a la que precipitó. Para poder utilizar los espeleotemas en determinaciones paleoclimáticas se deben cumplir, sin embargo, ciertas condiciones:

- El espeleotema debe haberse formado en equilibrio isotópico con el agua que lo originó. En consecuencia, no puede haber sufrido ningún cambio cinético durante su deposición (evaporación, desgasificación), pues este fraccionamiento isotópico no sería dependiente de la temperatura.
- La composición isotópica del agua a partir de la que se depositó el espeleotema debe ser conocida.
- El espeleotema no debe haber sufrido procesos de recristalización, ya que se podrían haber producido alteraciones isotópicas.

Además, si el espeleotema se ha depositado en una zona de la cueva donde la temperatura era estable a lo largo del año, podremos usar su registro termométrico para estimar la temperatura del exterior en el momento del depósito y con ello obtener una indicación del paleoclima de la zona estudiada.

### **-Procedimiento analítico. Determinación del $^{18}\text{O}$ y $^{13}\text{C}$**

Los análisis de los isótopos del carbono y del oxígeno, se han realizado en los laboratorios de Madrid y Granada (España) y Lausana (Suiza) citados en el apartado 4.2. Para efectuarlos, fue necesario extraer de los espeleotemas 0,1 mg de muestra en polvo, por medio de un microtaladro. En el caso del laboratorio de Lausana este proceso se realizó mediante un rayo láser. Las medidas de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  se realizaron simultáneamente, empleando una batería con 12 muestras y 3 patrones (NBS 18, NBS 19 y uno interno del laboratorio).

Para realizar el análisis, fue necesario gasificar las muestras. Esta operación se efectuó bajo alto vacío ( $10^{-4}$  mm de Hg), con un baño en ácido ortofosfórico (103%) a una temperatura de 90° C. El proceso se mantuvo durante 10 minutos, a fin de atacar completamente la calcita y otros carbonatos si los hubiera. La reacción del ácido con la roca produjo  $\text{CO}_2$ , que se pasó a una cámara donde se congeló con nitrógeno líquido. Una vez solidificado se efectuó el análisis mediante un espectrómetro de masas.

### 12.3.2.1. Resultados de los análisis de isótopos estables en espeleotemas

En el presente trabajo se han realizado un total de 194 análisis de isótopos estables (97 de  $^{18}\text{O}$  y 97 de  $^{13}\text{C}$ ) sobre 17 espeleotemas, con el fin de determinar las relaciones isotópicas del  $^{18}\text{O}$  y del  $^{13}\text{C}$ . Las muestras estudiadas se tomaron en 12 cavidades pertenecientes a los macizos kársticos situados en el borde norte (118 análisis) y sur (72 análisis) del Sistema Central y en el macizo de Valporquero (4 análisis). De las determinaciones citadas, 60 corresponden a análisis secuenciados sobre ciertas láminas de crecimiento, con el fin de conocer si la precipitación del carbonato cálcico tuvo lugar en condiciones de equilibrio isotópico. En los seis espeleotemas en los que se ha realizado este tipo de análisis dichas condiciones de estabilidad parecen cumplirse. En la Fig. 72 se representan gráficamente los resultados de algunos de estos análisis.

También se han recopilado 214 determinaciones de isótopos estables ( $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ ) efectuadas sobre espeleotemas (Barettino, 1995a; Durán y Heredia, 1997; Durán *et al.*, 2000) y 246 sobre travertinos (Torres *et al.*, 1994a; Barettino, 1995b, 1995c; Meléndez *et al.*, 1996), procedentes de diferentes trabajos realizados en la zona centro peninsular, con el fin de complementar y comparar nuestros resultados.

#### *Cavidades del borde norte del Sistema Central*

En la Cueva de los Enebralejos se han efectuado un total de 106 análisis de isótopos estables ( $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ ) sobre las muestras EN-6 (Fig. 71), EN-21 y EN-20. La representación de las mismas queda recogida en la Fig. 73a. La muestra EN-6, correspondiente al estadio isotópico 1, presenta variaciones entre los máximos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de -6 y -9, respectivamente, y los mínimos de -7,7 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y -10,5 ( $\delta^{13}\text{C}$ ). Depositada en el estadio isotópico 3, la muestra EN-21 presenta variaciones de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -4,2 y -9,3, y de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -5,3 y -7,6. Por último, EN-20, muestra que corresponde al estadio isotópico 7, presenta unos valores máximos y mínimos de  $\delta^{18}\text{O}$  de -6,1 y -7,4, y de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -3,4 y -9,5.

En las muestras EN-6 y EN-20, los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  se agrupan bastante. No ocurre así en la muestra EN-21. Sin embargo, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en los tres espeleotemas presentan una notable variación, siendo más negativos y apareciendo muy concentrados estos en EN-6, de edad holocena.

En la Cueva de Antonio López se han realizado 12 análisis de isótopos estables ( $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ ) sobre un espeleotema con una edad superior a 300.000 B.P.; y otro más sobre una colada de la Cueva del Casuar. Los datos analíticos aparecen en la Fig. 73b, pudiéndose observar como los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  presentan mínimas variaciones, agrupándose en torno al valor de  $\delta = -8$ .

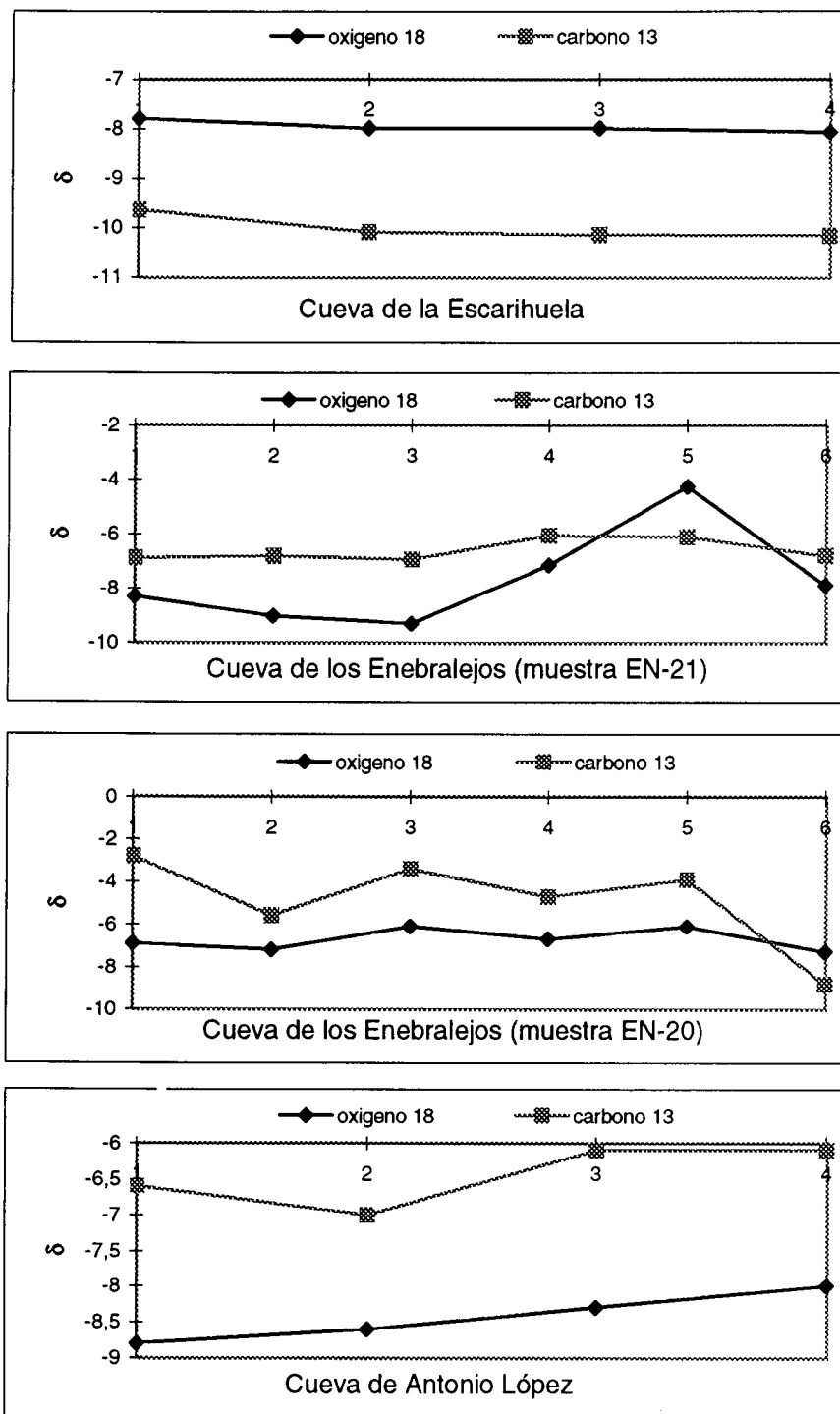


Fig. 72. Análisis seriados en una misma capa de diversos espeleotemas correspondientes a cavidades de ambos bordes del Sistema Central. La falta de paralelismo entre las curvas de  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ , indicaría condiciones de equilibrio durante la formación de estos espeleotemas.

### ***Cavidades del borde sur del Sistema Central***

En el Cerro de la Oliva y su entorno se han realizado un total de 38 análisis de isótopos estables ( $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ ) sobre espeleotemas de las siguientes cavidades: Cueva del Reguerillo, Cueva de la Campana, Cueva de la Escarihuela y Cueva BC3. Los datos, representados en la Fig. 74a, muestran valores comprendidos entre -8,8 y -5,2 para  $\delta^{18}\text{O}$  y entre -10,3 y -1,6 para  $\delta^{13}\text{C}$ . Los valores menos negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  corresponden a espeleotemas del estadio isotópico 5, mientras que los más negativos pertenecen a un espeleotema con una edad superior a 300.000 B.P. (muestra BC3-2).

Hemos recopilado un total de 73 determinaciones de  $^{18}\text{O}$  y otras 73 de  $^{13}\text{C}$  realizadas en el Cerro de la Oliva por otros autores (Barettino, 1995a; Torres *et al.*, 1996). En la Fig. 75 se recogen estos datos, observándose como las variaciones de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  son muy similares a las representadas en la Fig. 74a, procedentes de datos propios.

Un total de 35 análisis de isótopos estables ( $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ ) han sido realizadas en espeleotemas procedentes de la Sima Fliper, Cueva del Chorrillo, Sima de los Enebrales y Cueva del Gorgocil, ubicadas en los macizos de Tamajón y Muriel (Fig. 74b). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  varían entre -7,7 y -4,4, mientras que el  $\delta^{13}\text{C}$  lo hace entre -10,3 y -5. Cabe destacar que los valores más negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  corresponden a los espeleotemas muestreados en la Cueva del Gorgocil, generados en el estadio isotópico 5.

### ***Macizo de Valporquero***

En el sistema kárstico de Valporquero se han efectuado dos pares de análisis de isótopos estables ( $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ ) sobre sendos espeleotemas situados en el acceso al curso hidrológicamente activo. Estos datos se han complementado con otras 84 determinaciones obtenidas por Durán y Heredia (1997) y Durán *et al.* (2000) sobre una estalagmita holocena. Puede observarse como en dicha estalagmita los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  se agrupan en torno a valores entre -5,6 y -4,0, mientras que los correspondientes al  $\delta^{13}\text{C}$  se distribuyen a lo largo de una recta entre -3,6 y 0,4 (Fig. 76). En cambio, las determinaciones efectuadas sobre espeleotemas situados en el acceso al curso activo, cuya edad es desconocida, presentan valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  bastante más negativos.



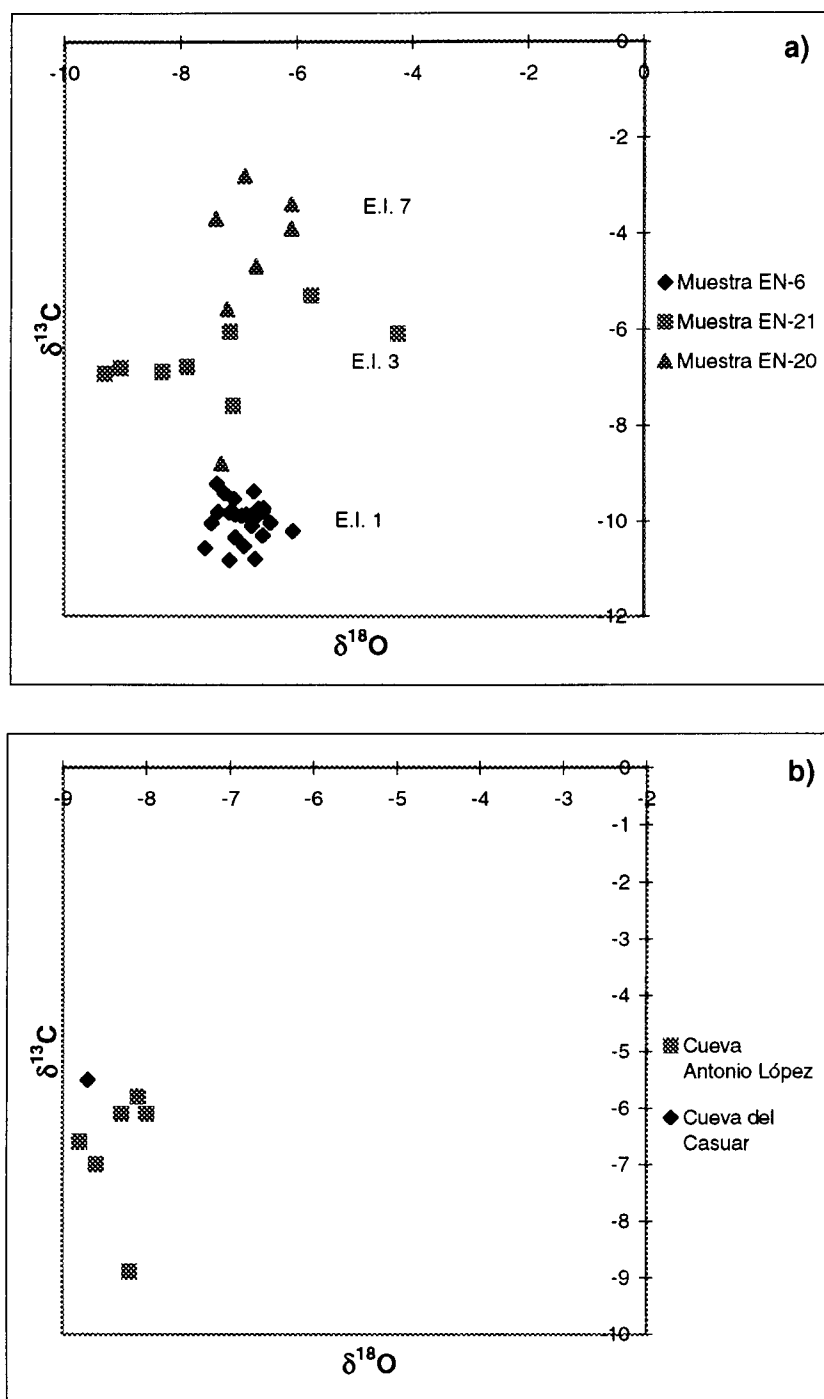


Fig. 73. Representación gráfica de la composición isotópica de espeleotemas procedentes de cavidades del borde norte del Sistema Central. a: Cueva de los Enebralejos y b: Cueva de Antonio López y Cueva del Casuar. E.I. estadio isotópico.

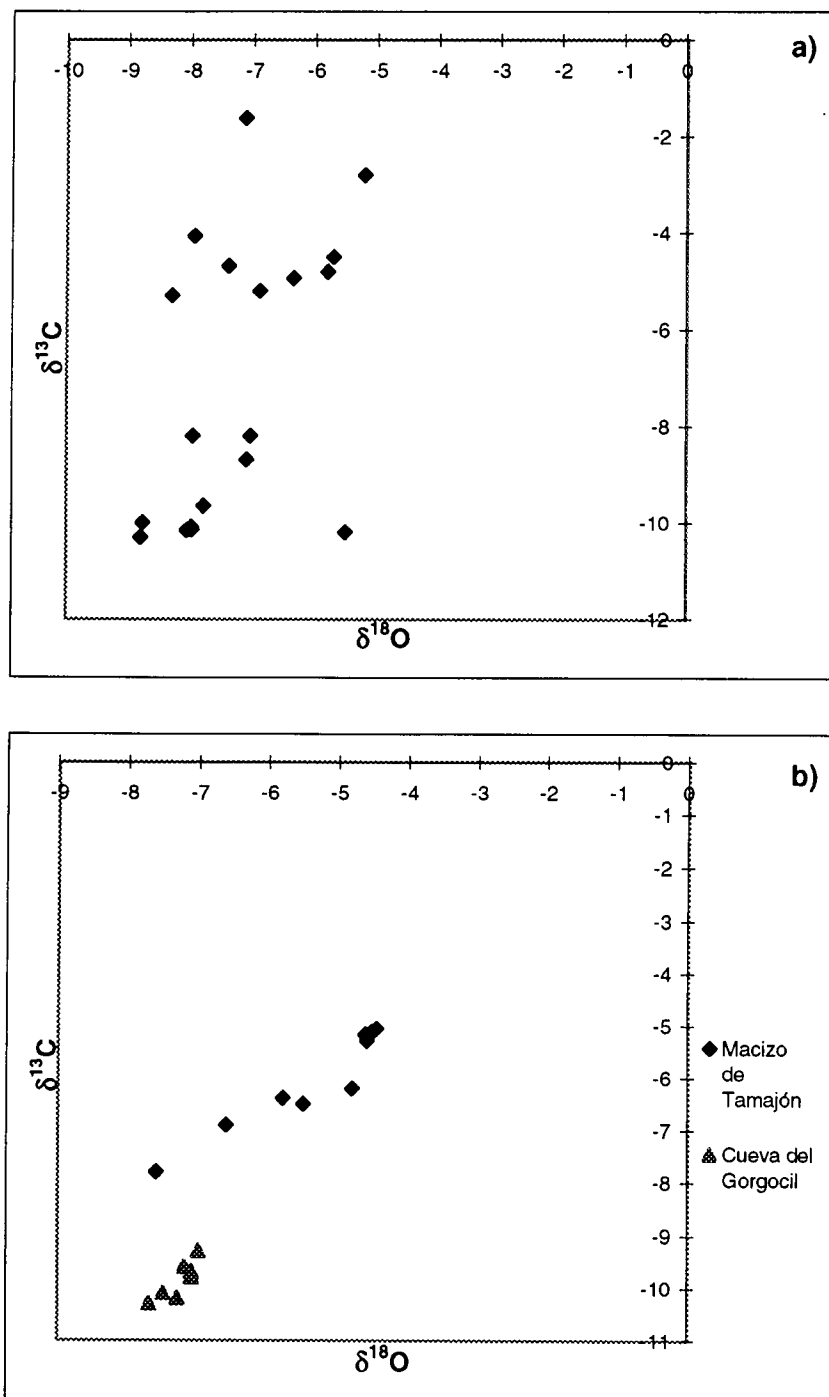


Fig. 74. Representación gráfica de la composición isotópica de espeleotemas procedentes del borde sur del Sistema Central. a: macizo de Patones-Cerro de la Oliva y b: macizo de Tamajón y Cueva del Gorgocil (macizo de Muriel).

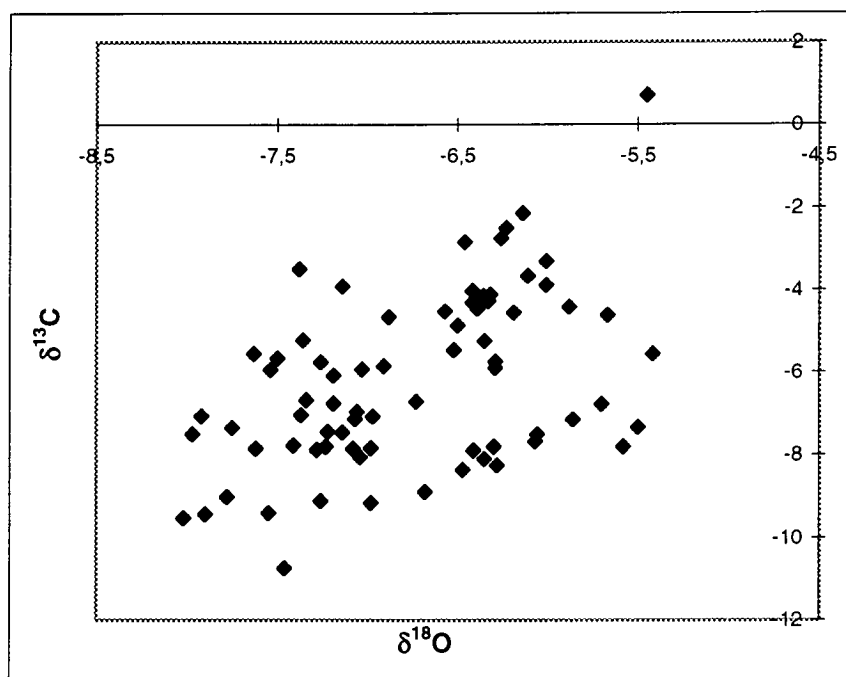


Fig. 75. Representación gráfica de la composición isotópica de espeleotemas del macizo de Patones-Cerro de la Oliva. Los datos proceden de Baretino (1995a) y Torres *et al.* (1996).

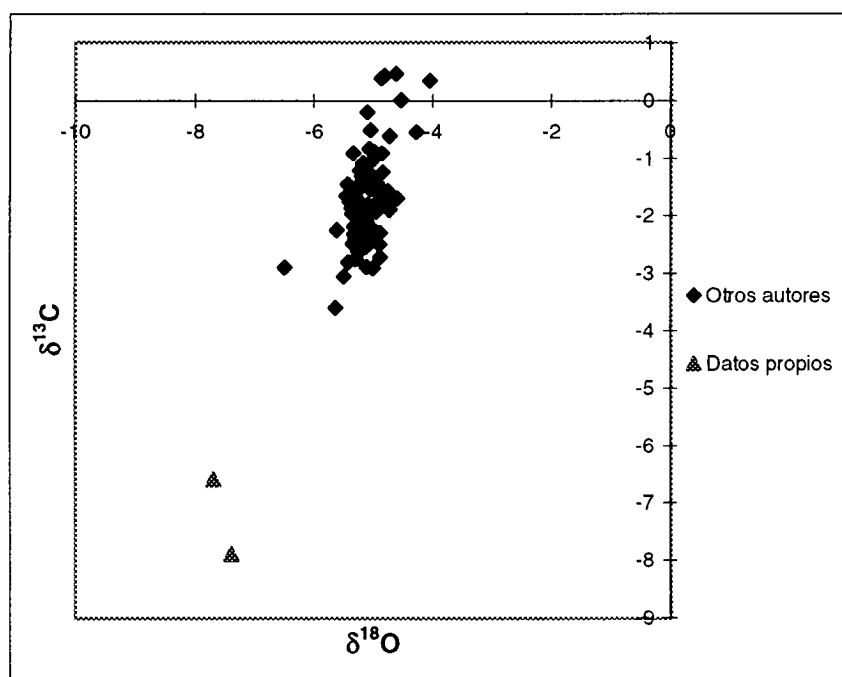
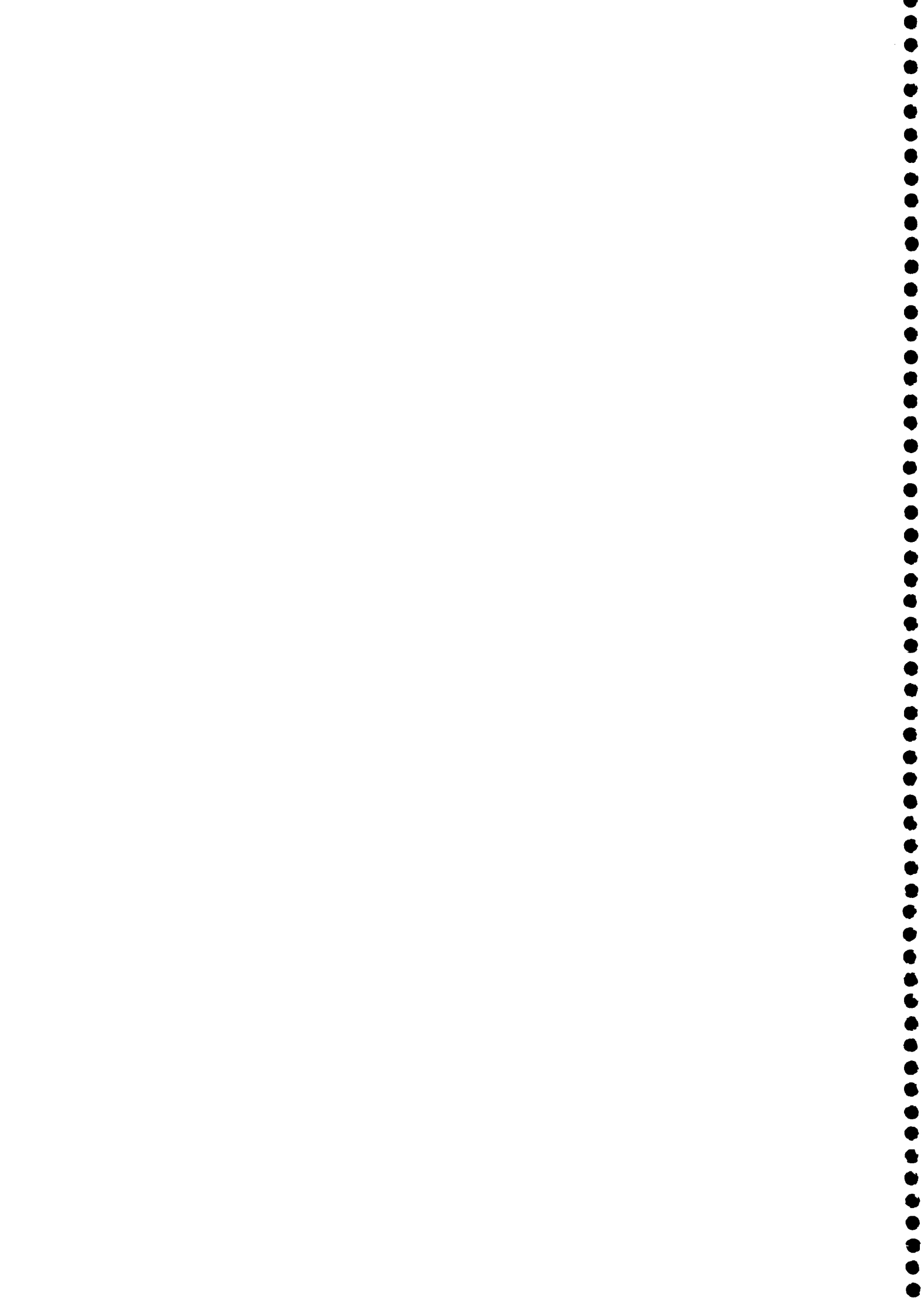


Fig. 76. Representación gráfica de la composición isotópica de dos espeleotemas procedentes del sistema kárstico de Valporquero. Los datos proceden de Durán y Heredia (1997).

## **PARTE IV**

**DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS:  
EVOLUCIÓN REGIONAL DEL KARST Y DEDUCCIONES  
PALEOCLIMÁTICAS**



### 13. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS E ISOTÓPICOS

La información proporcionada por las dataciones Th/U y los análisis de isótopos estables realizados sobre los depósitos de precipitación química (ver apartado 12.3) aportan datos para intentar establecer la evolución del karst en las zonas estudiadas, poniendo de manifiesto las diferentes etapas de generación de espeleotemas, fenómeno este directamente relacionado con las condiciones paleoambientales regionales. A continuación se discuten los resultados obtenidos mediante estas técnicas y se comparan con los existentes en otros ámbitos peninsulares y del archipiélago balear.

#### 13.1. Discusión de los resultados geocronológicos y comparación con otros ámbitos geográficos

Los resultados de los análisis geocronológicos realizados en cavidades del borde sur del Sistema Central permiten identificar al menos dos generaciones de espeleotemas (ver apartado 12.3.1.2.). La primera con una edad superior a 300.000 B.P. y la segunda perteneciente al estadio isotópico 5. Cabe destacar que varios de los espeleotemas formados en el estadio isotópico 5, aparecen sellando potentes rellenos detríticos, formados en un periodo anterior probablemente más frío. Si a las precedentes dataciones sumamos las realizadas en la zona por otros autores (Barettino, 1995a, Torres *et al.*, 1996), pueden diferenciarse otras 4 fases de crecimiento. La más antigua, atribuida al Pleistoceno inferior ( $981 \pm 76$  ka), entre los estadios isotópicos 27 y 33. Al Pleistoceno medio pertenecerían dos generaciones de concreciones, una asociada al estadio isotópico 7 y otra al estadio isotópico 6 de carácter más fresco. Durante el Pleistoceno superior, estos mismos autores también identifican el crecimiento de espeleotemas asociados al estadio isotópico 5.

En cavidades del borde norte del Sistema Central hemos podido identificar, gracias a las dataciones Th/U, hasta 4 generaciones diferentes de espeleotemas (ver apartado 12.3.1.2.). Tres de ellas en la Cueva de los Enebralejos, correspondientes a los estadios isotópicos 7, 3 y 1. La otra en la Cueva de Antonio López, donde se ha obtenido una edad superior a 300.000 años B.P. para una colada estalagmítica.

Las dataciones de espeleotemas y travertinos realizadas en el sistema kárstico de Valporquero ponen de manifiesto la existencia de un mínimo de 4 generaciones diferentes (ver apartado 12.3.1.2.). La primera con una antigüedad superior a 300.000 B.P. y el resto asociadas a los estadios isotópicos 5, 3 y 1.

Los análisis geocronológicos realizados en las cavidades de los bordes del Sistema Central permiten identificar 4 generaciones de crecimiento de espeleotemas asociadas a periodos cálidos (interglaciares), y otra más en período más frío, desde el final del Pleistoceno medio hasta el Holoceno. También revelan la existencia de generaciones más antiguas, de más de 300.000 B.P., que podrían corresponder al estadio isotópico 9 e incluso más antiguo, como lo demuestra la datación de un espeleotema con 981 ka (Barettino, 1995a) en el Cerro de la Oliva. Las cinco generaciones de espeleotemas existentes, a partir del Pleistoceno medio, se agrupan en torno a las siguientes edades y estadios isotópicos:

- Entre 232.000 y 200.000 B.P., correspondiente al estadio isotópico 7.
- Alrededor de 150.000 B.P., asociado al estadio isotópico 6.
- Entre 117.000 y 83.000 B.P. con un máximo bien marcado en torno a 110.000 B.P., asociado al estadio isotópico 5, que no ha sido detectado en cavidades del borde norte del Sistema Central.

- Entre 54.000 y 45.000 B.P. que corresponde al estadio isotópico 3.
- Holoceno (estadio isotópico 1).

Por su parte, las dataciones absolutas (Th/U) realizadas en el sistema kárstico de Valporquero permiten diferenciar 4 generaciones de espeleotemas y travertinos bien distinguibles morfológicamente (Durán y Heredia, 1997), en torno a las siguientes edades y estadios isotópicos:

- La más antigua, de más de 300.000 B.P., identificada tanto en el interior de la cueva como en las masas travertínicas del exterior. Podría corresponder a algún periodo cálido del Pleistoceno medio o inferior.
- Dentro de la cavidad y asociado a un periodo de aguas altas, se ha identificado una generación de espeleotemas epiacuáticos, de alrededor de 133.000 B.P. Dicha generación podría corresponder a uno de los máximos termales del Pleistoceno, más concretamente al estadio isotópico 5, en el límite Pleistoceno medio-Pleistoceno superior.
- Alrededor de 44.000 B.P. se generan travertinos en un repunte cálido del Pleistoceno superior asociado al estadio isotópico 3.
- Durante el Holoceno, asociado al estadio isotópico 1, se forman también algunos espeleotemas y travertinos.

Para la representación de los datos geocronológicos se ha utilizado la metodología establecida por Henning *et al.* (1983). Los resultados de las dataciones absolutas se presentan en forma de histogramas lineales, donde la frecuencia indica la relación entre las dataciones existentes y el grado de error de las mismas. Así las dataciones más antiguas tendrán menor valor frecuencial, pues sus márgenes de error tienden a ser mayores, dispersando los valores de frecuencia entre varios intervalos. El intervalo de tiempo considerado abarca desde 350.000 años B.P. hasta la actualidad, es decir, desde la mitad del Pleistoceno medio hasta el Holoceno.

La figura 77 corresponde al histograma de las dataciones realizadas en espeleotemas de cavidades de la zona centro y del sistema kárstico de Valporquero, incluyendo un total de 19 dataciones, comprendidas las efectuadas en el presente estudio y las obtenidas por otros autores (localidades 4, 11 y 12 de la Fig. 69). En el gráfico destacan tres periodos por sus frecuencias más elevadas comprendidas entre 5-25.000 B.P., 30.000-75.000 B.P. y 95.000-140.000 B.P., y otros dos de menor entidad entre 75.000-95.000 B.P. y 200.000-260.000 B.P.

Se ha realizado un histograma (Fig. 78) que comprende las 120 dataciones en travertinos existentes en las provincias de León, Álava, Guadalajara, Cuenca, Soria, Teruel y Albacete (localidades 4, 7, 10, 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 22 de la Fig. 69). Los travertinos marcan con mayor claridad los periodos más favorables para la formación de carbonatos continentales (Durán, 1996), en comparación con los espeleotemas formados en medio subterráneo en condiciones más homogéneas y cuya respuesta a los impulsos climáticos externos es diferente. Las curvas frecuenciales muestran unos picos claramente definidos en los intervalos correspondientes al Holoceno, 15.000-25.000 B.P., 70.000-75.000 B.P., 85.000-110.000 B.P. y otros, menos señalados, en 35.000-65.000 B.P., 120.000-160.000 B.P. y 210.000-280.000 B.P.

En la figura 79 se muestran superpuestas las curvas frecuenciales correspondientes a la presencia de espeleotemas y travertinos a lo largo del tiempo. Se aprecia un cierto paralelismo en la formación de ambos tipos de carbonatos continentales terrestres, coincidiendo con los estadios isotópicos 7, 5, 3 y 1. Cabe destacar el periodo de formación de travertinos en el estadio isotópico 4 o el de formación de espeleotemas en el 3. La gráfica resultante de la integración de ambas curvas (Fig. 80) permite apreciar con claridad dos máximos correspondientes a los estadios isotópicos 5 y 3, y otro, de algo menor rango, en el Holoceno.

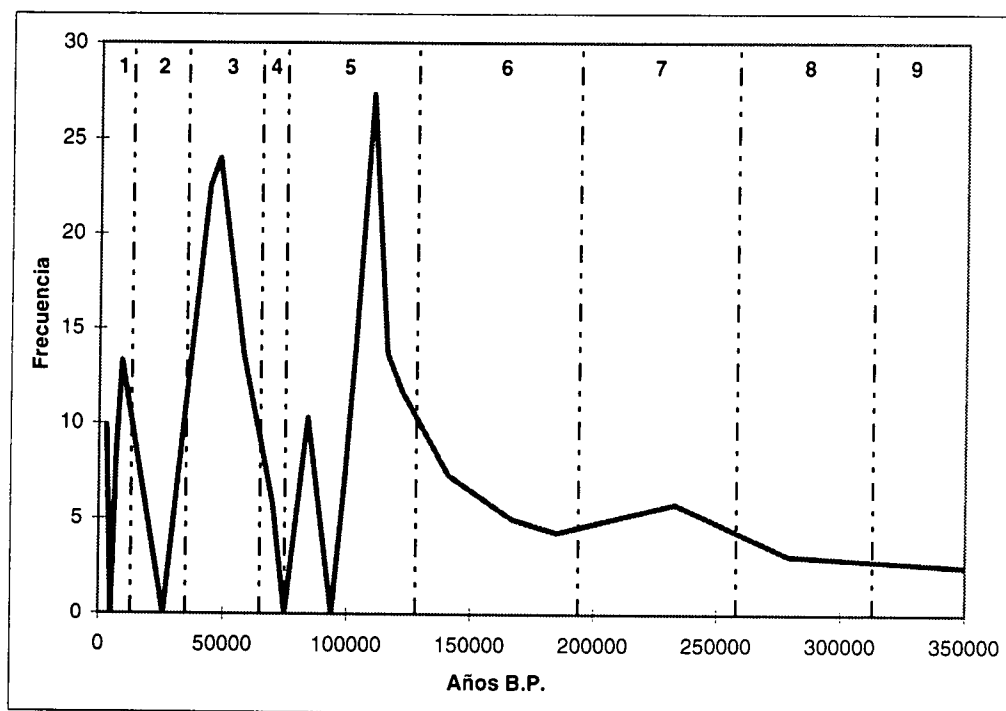


Fig. 77. Diagrama de frecuencias de las dataciones de espeleotemas realizadas en cavidades de ambos bordes del Sistema Central y del sistema kárstico de Valporquero.

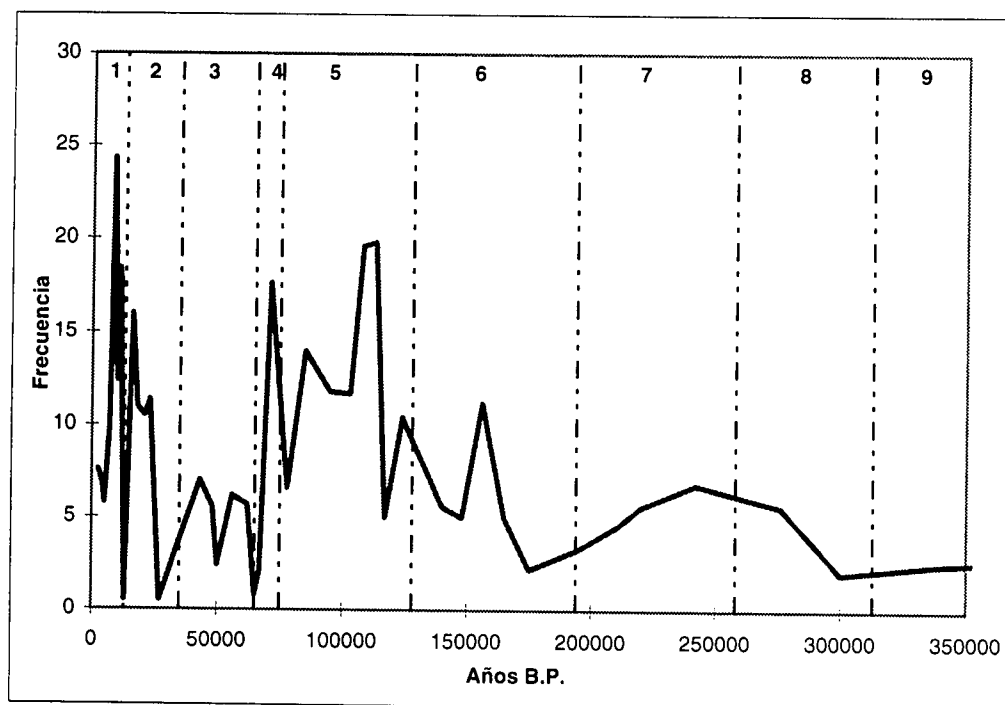


Fig. 78. Diagrama de frecuencias de las dataciones de travertinos realizadas por diversos autores en la zona centro peninsular.



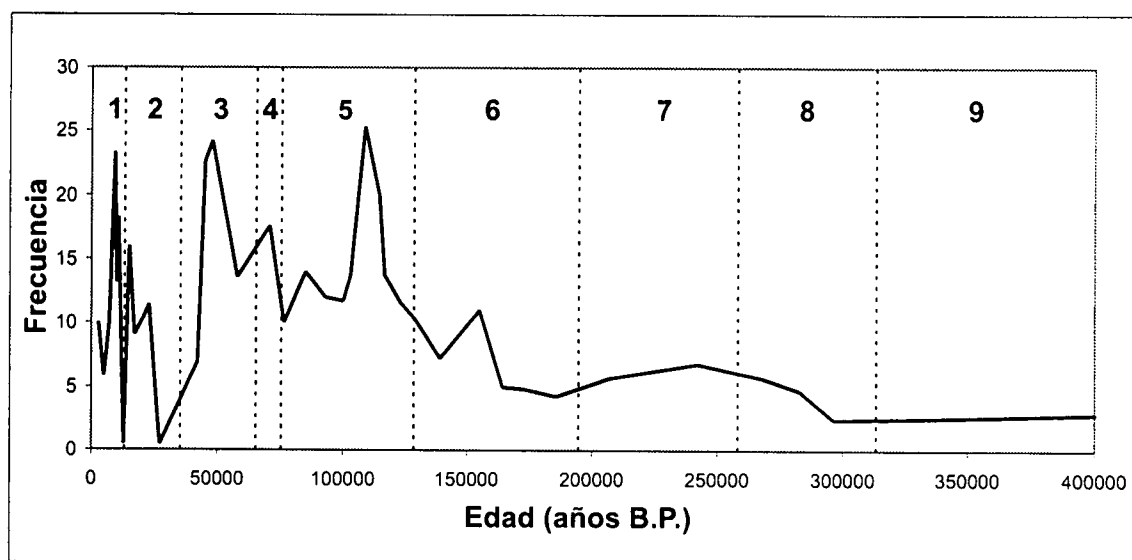
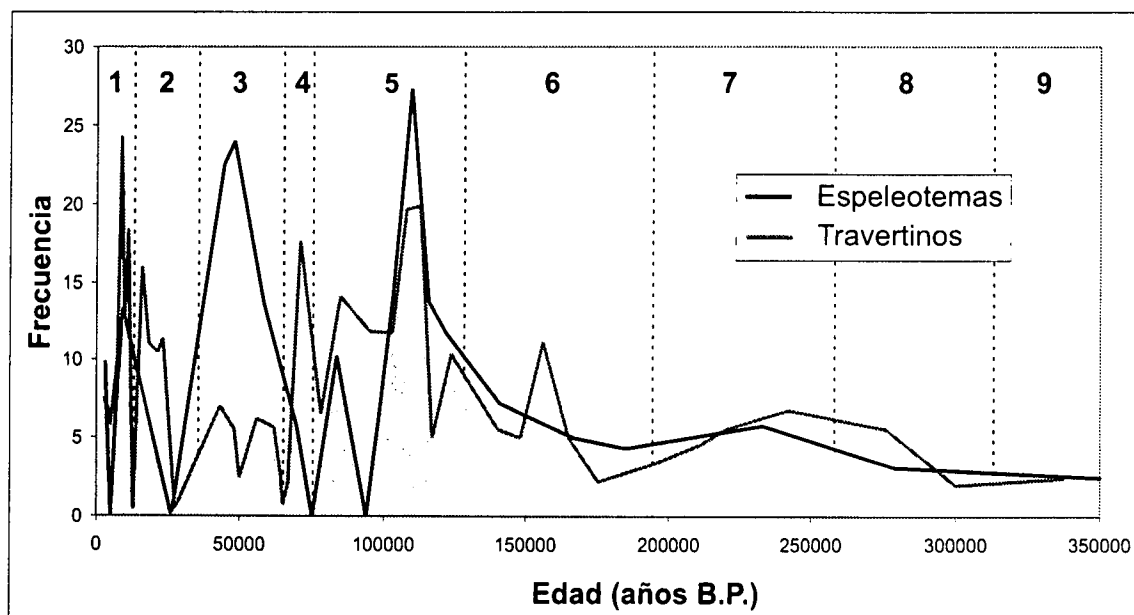
Las curvas frecuenciales superpuestas permiten comparar periodos de formación de espeleotemas y travertinos en la zona centro peninsular (Fig. 79). Los periodos de mayor coincidencia en la formación de ambos tipos de depósitos se sitúan en el estadio isotópico 7, parte del 6, el estadio 5, hacia la mitad del 4, el estadio 3, final del 2 y el estadio 1.

En el sur de la Península Ibérica, más concretamente en la provincia de Málaga, se han identificado, para el periodo Pleistoceno medio-actualidad, 6 máximos frecuenciales en la formación de espeleotemas en la región (Durán, 1996). Estos se sitúan alrededor del Holoceno, entre 45.000-55.000 B.P., 70.000-90.000 B.P., 115.000-155.000 B.P., 145.000-155.000 B.P. y 240.000-260.000 B.P. (Fig. 81a). Este mismo autor también reconoce para la provincia de Málaga 4 periodos de formación de travertinos asimilables a los estadios isotópicos 1, tránsito 2-3, 5 y 7, separados por tres mínimos frecuenciales correspondientes a parte del estadio 2, el estadio 4 y parte del 6 (Fig. 81b).

Si se comparan los datos geocronológicos obtenidos a partir de las dataciones de espeleotemas en la provincia de Málaga con los de las cavidades de los bordes del Sistema Central, se aprecia una similitud en los periodos de formación. Sin embargo, en la región centro se observa un ligero desplazamiento del máximo frecuencial correspondiente al estadio isotópico 7 hacia edades más modernas. En cuanto a las dataciones realizadas más al norte, en el macizo kárstico de Valporquero, este desplazamiento de la curva de generación de espeleotemas hacia edades más recientes se aprecia a partir del estadio 5. La posible causa de ello puede atribuirse a que la mejora en las condiciones climáticas durante los estadios isotópicos cálidos comenzara afectando antes al sur de la Península Ibérica y se fuera extendiendo progresivamente hacia el norte. Este fenómeno se manifiesta mejor en estadios isotópicos largos como son los casos del 5 y del 7.

Los estudios realizados por distintos autores en diversos lugares de España (Tabla 21) han puesto de manifiesto la existencia de diferentes periodos de generación de espeleotemas asociadas a los estadios isotópicos 9, 7, 6, 5, 3 y 1. Estos son comparables, en general, con los identificados en las cavidades estudiadas en la zona centro aunque con algunas diferencias. El estadio isotópico 6 también se ha identificado en la zona centro aunque de forma puntual. No parece que esto sea un caso aislado, pues en la vertiente francesa del macizo de la Piedra de San Martín (Pirineos) también se ha señalado, asociada a este estadio isotópico, la formación de espeleotemas (Maire y Quinif, 1988, 1989), así como en espeleotemas subaéreos de cavidades costeras de la isla de Mallorca (Ginés *et al.*, 1999) y en la Cueva de Nerja, en Málaga (Durán 1996). Esto puede ser debido a que el estadio 6 puede considerarse, en estas zonas, como un episodio de condiciones menos rigurosas en comparación con otros de carácter más frío (Durán, 1996).

En la región centro también se ha identificado crecimiento de espeleotemas y travertinos durante los estadios isotópicos 4 y 2. Tanto en el caso de dichos estadios, como en el del anteriormente mencionado estadio isotópico 6, este hecho parece producirse siempre en la parte final de los mismos (Fig. 81). Una posible explicación para este fenómeno puede atribuirse a la rapidez de respuesta de los sistemas kársticos frente a los cambios ambientales. En el registro marino, los efectos producidos por variaciones climáticas necesitan mayor tiempo para su registro, no manifestándose hasta que se han extendido suficientemente los cambios. En el estudio de los sistemas kársticos de la provincia de Málaga, Durán (1996) realiza esta misma observación para el estadio isotópico 2, y en menor medida para el estadio 6. Para explicarlo propone dos posibles causas: la primera referida a la inercia térmica del medio subterráneo, que produciría un amortiguamiento de los vaivenes climáticos externos; o considerar que efectivamente en el caso del límite entre los estadios isotópicos 6 y 5, este último pudo comenzar antes en la región.



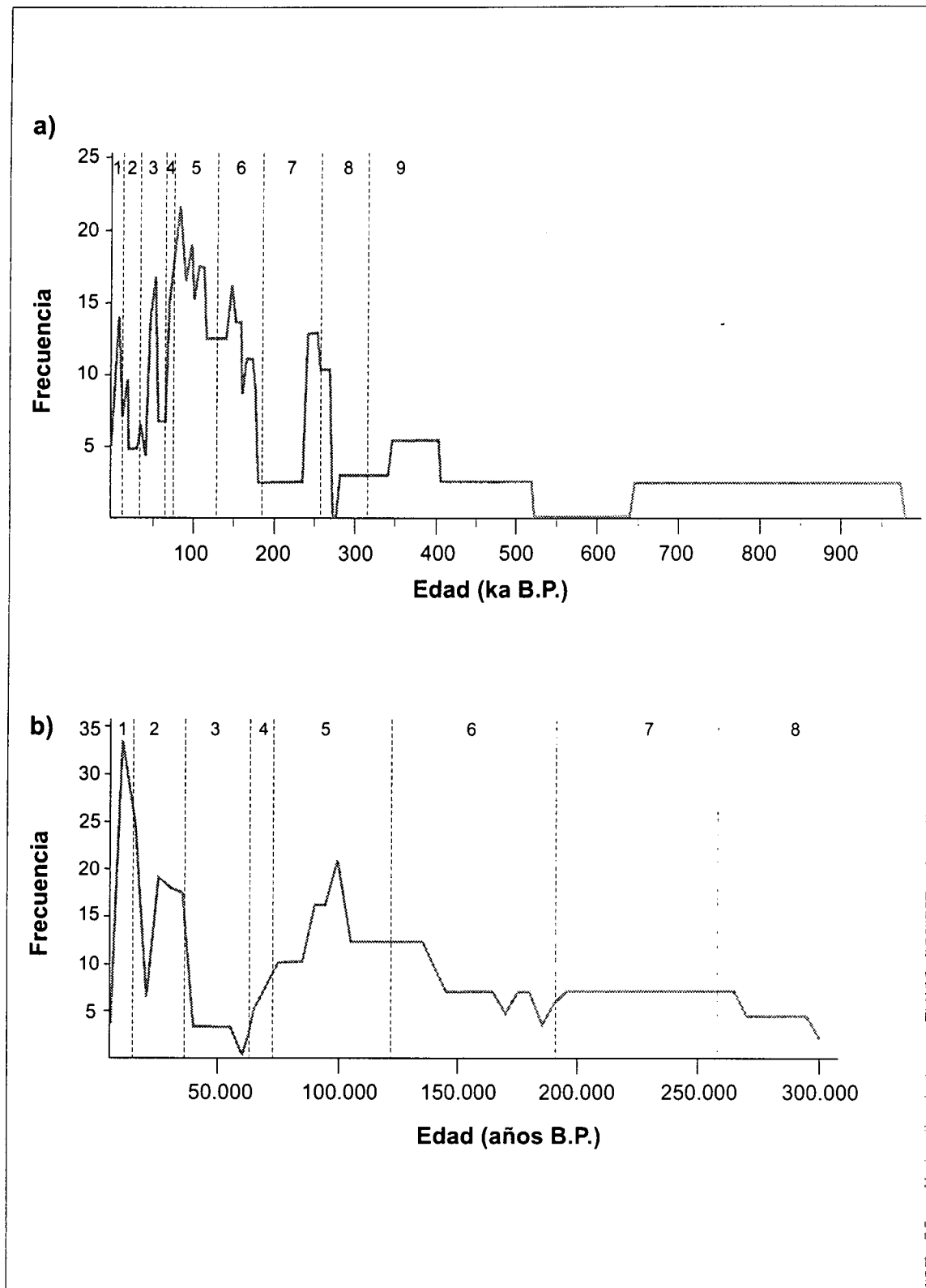


Fig. 81. Diagrama de frecuencias de las dataciones de espeleotemas (a) y travertinos (b) de la provincia de Málaga (según Durán, 1996).

### 13.2. Discusión de los resultados de los análisis de isótopos estables y comparación con otros ámbitos geográficos

Los resultados de los análisis isotópicos realizados en este trabajo en espeleotemas de la zona centro peninsular (ver apartado 12.3.2.), quedan reflejados en la Fig. 82a. En ella se observa como  $\delta^{18}\text{O}$  varía entre -9,3 y -4,2, mientras que el  $\delta^{13}\text{C}$  lo hace entre -10,8 y -1,62. Cabe destacar el amplio intervalo de variación de éste último lo que parece coincidir con los resultados obtenidos por Jiménez de Cisneros (1994) en espeleotemas de cavidades del sur de la Península Ibérica y de las Islas Baleares. Dicha autora cita como valores límite de  $\delta^{13}\text{C}$  el intervalo comprendido entre -11 y -1,7. Estas cifras también se aproximan notablemente a las obtenidas en espeleotemas de cuevas de la provincia de Málaga por Durán (1996).

En la Fig. 82b se han añadido, además, datos procedentes de otros autores que han trabajado en la zona de estudio (Barettino, 1995; Durán y Heredia, 1997), pudiéndose observar como la distribución de los valores isotópicos no varía significativamente con respecto a los representados en la Fig. 82a. Sin embargo, se observa un ligero aumento del rango de variación de  $\delta^{13}\text{C}$  hacia valores positivos. Ello está motivado por la inclusión de los datos procedentes de una estalagmita holocena de la Cueva de Valporquero. Este espeleotema marcaría, para el periodo comprendido entre  $8.170 \pm 335$  y  $7.180 \pm 405$  B.P., variaciones de  $\delta^{18}\text{O}$  superiores al 1‰, reflejando oscilaciones de la temperatura ambiental superiores a 4°C (Durán *et al.*, 2000). Los valores positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  permiten suponer la existencia en la zona de una cubierta vegetal de plantas herbáceas de tipo gramínea (vía C4).

Otra estalagmita holocena es la muestra EN-6 (ca. 2.500 B.P.), procedente de la Cueva de los Enebralejos. Sin embargo, en ella los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  son mucho más negativos que en el caso del espeleotema de la Cueva de Valporquero. También lo es, aunque de forma menos acusada, el  $\delta^{18}\text{O}$ . Posiblemente, motivado porque las condiciones ambientales en la región debieron ser de carácter más húmedo y templado que las de Valporquero, permitiendo la existencia en la zona de una vegetación con plantas de follaje tipo C3.

En cuanto a la interpretación de las variaciones de  $\delta^{18}\text{O}$  en los espeleotemas de la región esta debe hacerse de forma cautelosa. Aunque la mayor parte de las muestras estudiadas parecen haber precipitado en equilibrio isotópico (Fig. 72), la utilización de estos datos para calcular paleotemperaturas es algo delicado, dado que no se conoce la composición isotópica de las aguas a partir de las que se originó la precipitación de los carbonatos, debiendo únicamente considerar los valores obtenidos como relativos o indicativos de etapas más frías o más cálidas. Así, se aprecia en la Fig. 82b que la variación de  $\delta^{18}\text{O}$  puede llegar hasta valores de 5,3 lo que se traduce en un rango teórico de paleotemperaturas superior a los 20°C. En España se han construido curvas de paleotemperaturas calculadas a partir de la variación de  $\delta^{18}\text{O}$  en espeleotemas de la isla de Mallorca (Jiménez de Cisneros, 1994) pudiéndose observar un rango de variación de la temperatura superior a los 15°C desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad. Los valores superiores de fluctuación alcanzados en el centro de la península deben atribuirse al carácter más continental del clima de la región con cambios más acusados de las temperaturas.

En la Fig. 83 se han representado los datos isotópicos obtenidos por Barettino (1996b, 1996c) en terrazas travertínicas del río Blanco (Soria), Priego (Cuenca) y de la Mesa de Ocaña (Toledo) (Sanz Montero, 1994, en Torres *et al.*, 1996). Se observa como los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  aparecen muy agrupados, aproximadamente entre -8 y -5. Resultados semejantes son los obtenidos en travertinos de los ríos Tajuña y Dulce y en las tobas terciarias de la cuenca de Madrid por Ordoñez *et al.* (1981). Cabe destacar también como la variación de  $\delta^{13}\text{C}$ , entre -9 y -4, es significativamente inferior a la que presentan los espeleotemas de la zona centro (Fig.

82b). Según Torres *et al.* (1996) ello sería consecuencia de la similitud de la cubierta vegetal en todo el área durante la deposición de estos travertinos, con una vegetación predominantemente de tipo C3 (árboles y arbustos). Aunque también podría deberse a que se habrían producido algunos efectos cinéticos durante la deposición de los espeleotemas analizados. Pues no parece congruente encontrar mayores rangos de oscilación de paleotemperaturas, calculados a partir de la variación de  $\delta^{18}\text{O}$ , durante los mismos periodos en las cavidades kársticas (deducidos a partir de los espeleotemas) que en el exterior (deducido a partir de los travertinos).

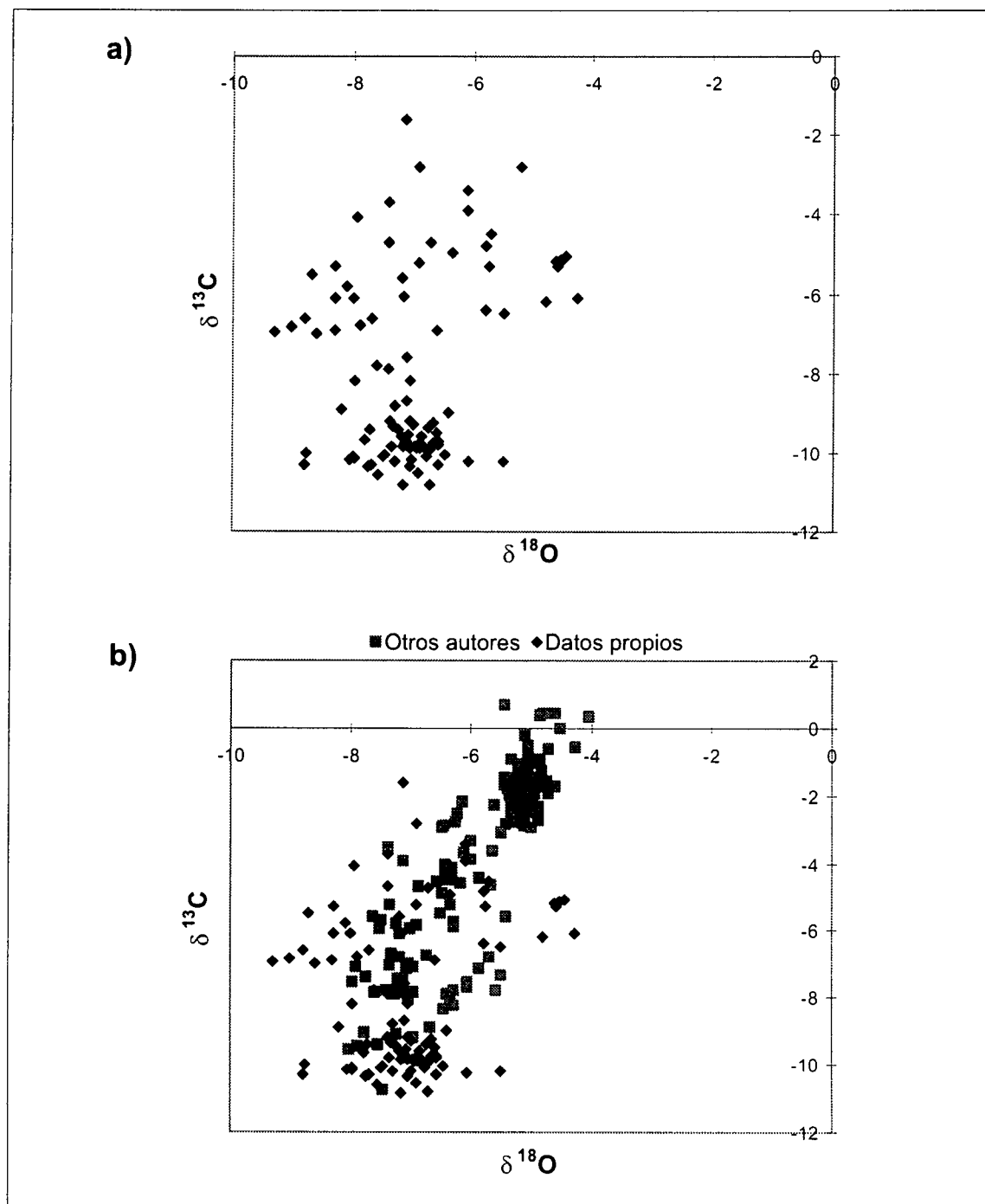


Fig. 82. Representación gráfica de la composición isotópica de los espeleotemas de la zona centro peninsular. a: análisis propios y b: análisis propios y de otros autores.

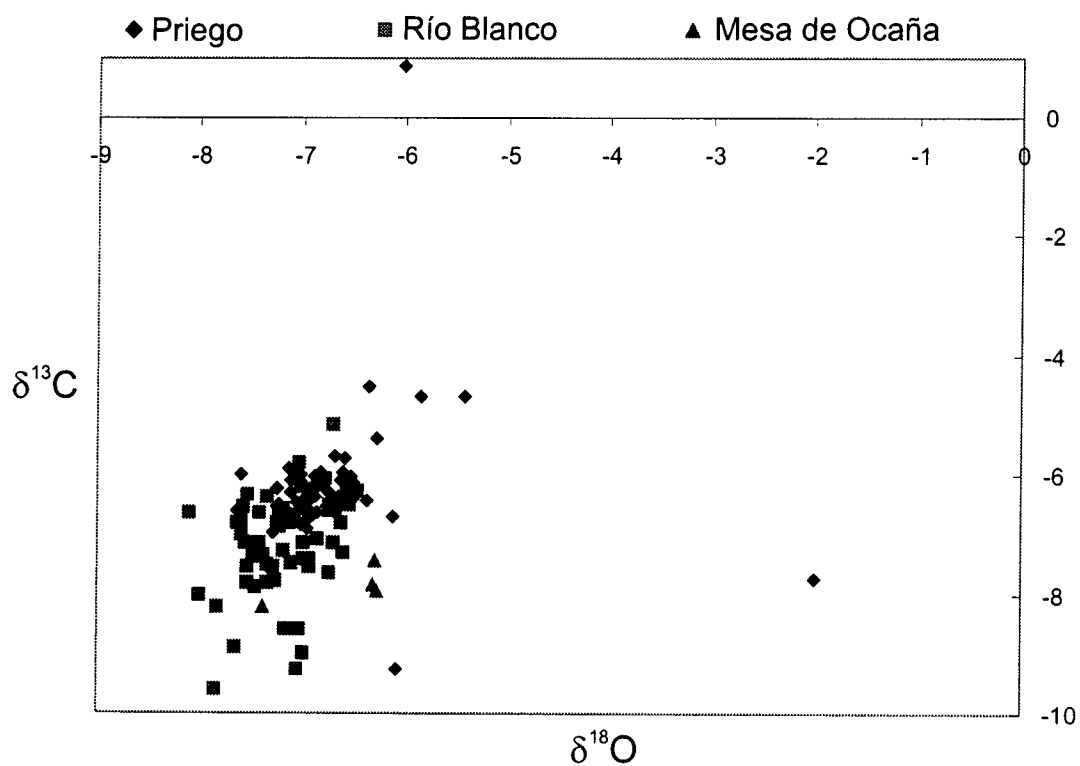


Fig. 83. Representación gráfica de la composición isotópica de los travertinos fluviales de Priego (Cuenca), río Blanco (Soria) y de la Mesa de Ocaña (Toledo). Datos procedentes de Baretino (1995b, 1995c).

## **14. EVOLUCIÓN DEL KARST EN LOS BORDES DEL SISTEMA CENTRAL Y EN EL MACIZO DE VALPORQUERO**

En el presente apartado se describen las diferentes fases erosivas y de relleno ocurridas durante el Cuaternario en el endokarst de las zonas estudiadas. Para ello, se ha tenido en cuenta la composición y disposición de los sedimentos detríticos dentro de las cavidades estudiadas, así como la edad de los espeleotemas que los sellan y la presencia de restos paleontológicos. También se realiza una reconstrucción de las diferentes fases de formación de espeleotemas en las cavidades de la región, con el objetivo de construir un modelo evolutivo del karst de las zonas estudiadas durante el Cuaternario.

### **14.1. Fases de relleno y de erosión de los sedimentos endokársticos**

El estudio de las cavidades situadas en los bordes del Sistema Central, así como del sistema kárstico de Valporquero, pone en evidencia la existencia en ellas de importantes rellenos de tipo detrítico y de precipitación química. Estos rellenos, en ocasiones, llegan a ocupar por completo los conductos subterráneos, dificultando considerablemente la circulación del agua subterránea. Ello ha favorecido en gran medida la compartimentación del endokarst, que en un primer estadio debió estar constituido por extensas redes de conductos freáticos, para posteriormente y tras su colmatación pasar a formar pequeños sistemas de galerías aislados unos de otros.

Los rellenos endokársticos estudiados se agrupan en secuencias sedimentarias bastante simples, que reflejan diferentes fases evolutivas por las que han pasado los macizos kársticos. El emplazamiento de sedimentos detríticos en el endokarst puede atribuirse a ciclos relativamente fríos, en los que se produce de forma esporádica la entrada de importantes volúmenes de agua a las cavidades, posibilitando la removilización de materiales sedimentados anteriormente y la deposición de otros nuevos. Durante los periodos más templados se produce el sellado de los depósitos detríticos por espeleotemas, aunque en ocasiones, tienen lugar episodios torrenciales que conllevan la erosión parcial de estos materiales. La destrucción parcial de algunos de estos espeleotemas y su posterior recrecimiento son una evidencia morfológica de este proceso. Por su ubicación cercana a relieves importantes (Sistema Central o Cordillera Cantábrica), los macizos kársticos estudiados se encuentran en una posición favorable para recibir aportes de sedimentos. Estos han sido transportados por procesos de arroyada o de coladas de barro, desde las laderas cercanas, constituidas fundamentalmente por rocas paleozoicas, y desde el propio endokarst. El citado transporte se dirigió hacia el karst, rellenando huecos y cavidades durante ciertas etapas del Cuaternario.

El análisis mineralógico realizado en los depósitos detríticos endokársticos pone de manifiesto la relativa uniformidad que existe en estos depósitos. Aunque existen ligeras diferencias, texturales y composicionales entre ellos, tanto dentro de una misma cavidad como entre cavidades diferentes. Estas diferencias son reflejo de las distintas fases evolutivas por las que han pasado los macizos kársticos, correspondiendo a múltiples episodios de relleno.

La accesibilidad existente en la actualidad a partes relativamente amplias del endokarst implica que se hayan producido, tras los episodios de relleno, diversas fases erosivas que han posibilitado la evacuación, en ocasiones casi total, de los sedimentos detríticos que colmataban las galerías. La disposición de los rellenos detríticos y químicos, así como, las dataciones realizadas en las principales cuevas de la región (Cueva del Reguerillo, Cueva de los Enebralejos o el sistema de Valporquero) parecen indicar que el vaciado del endokarst no pudo producirse en una única fase erosiva.

Gracias a los restos fósiles de fauna incluidos en sedimentos detríticos de algunas cavidades, se han podido datar ciertos episodios tardíos de colmatación del endokarst en la región. En el caso del karst de Tamajón, esto podría haber ocurrido en el Pleistoceno superior-Holoceno (Arribas *et al.*, 1995). Por el momento, las excavaciones realizadas en cuevas y abrigos de este macizo no han alcanzado el sustrato rocoso, pero la potencia sondeada supera los 5 m. Otras excavaciones paleontológicas realizadas en cavidades del Cerro de la Oliva, ponen de manifiesto la existencia de faunas fósiles más antiguas incluidas en los rellenos kársticos, que han sido atribuidas al Pleistoceno inferior-medio (Sesé y Ruiz Bustos, 1992). Esto permite asignar al menos al Pleistoceno inferior ciertas fases importantes de relleno detrítico del endokarst por entrada directa de sedimentos desde el exterior. Sin embargo, es bastante probable que existieran procesos de relleno anteriores, ocurridos desde las primeras etapas de formación del endokarst, aunque estos debieron ser de menor entidad, no quedando restos de ellos reconocibles en la actualidad.

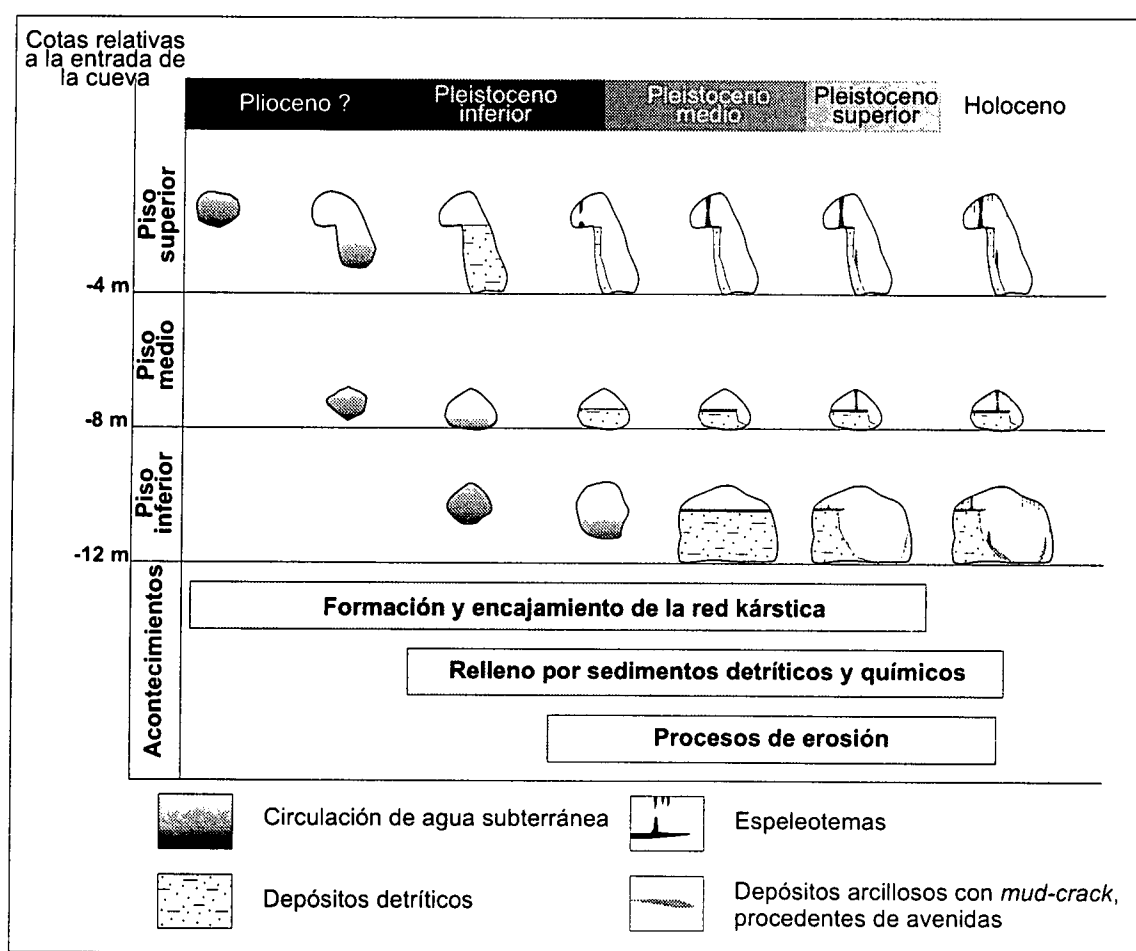


Fig. 84. Esquema evolutivo de la Cueva de los Enebralejos, donde se señalan las diferentes etapas de erosión y sedimentación detectadas en la cavidad.

Las dataciones Th/U realizadas sobre espeleotemas que aparecen sellando sedimentos detríticos han permitido conocer la cronología aproximada de otras fases de relleno que han afectado al endokarst de la región. En la cueva BC-3 (Barranco de las Cuevas) se ha datado una colada estalagmática que recubre un depósito formado por cantos y arenas. La colada, de más de 300.000 B.P., evidencia un episodio de relleno anterior a dicha fecha. La Cueva de Antonio López (macizo de Pedraza), por su situación altitudinal dentro del macizo, presenta ciertas



similitudes con la cueva BC-3. En ella también existe una colada que sella un relleno detrítico, cuya edad supera también 300.000 B.P. Sin embargo, en este caso el espeleotema contiene abundantes restos paleontológicos que permiten acotar algo mejor la edad del mismo, pudiendo atribuirlo al Pleistoceno medio (ver apartado 12.2). Al tratarse ambas de cavidades situadas en las partes más altas de sus respectivos macizos, podemos suponer que los depósitos detríticos presentes en ellas corresponden a un episodio de colmatación del endokarst relativamente antiguo, que podría asignarse a la parte inicial del Pleistoceno medio.

Según Baretino (1995a) el primer piso de la Cueva del Reguerillo quedó completamente colmatado, al penetrar en él las aguas del río Lozoya, en el Pleistoceno medio. Una colada estalagmática formada sobre los depósitos detríticos permite fijar la edad del final del relleno alrededor de 208 ka. Tras ello se produjo un importante episodio erosivo que eliminó parte de este depósito. También podría corresponder a este periodo la erosión parcial y aterrazamiento de los depósitos fluviokársticos de la Cueva de la Escarihuela (Torres *et al.*, 1996).

Otras fases de colmatación del endokarst han sido identificadas en varias cavidades del borde sur del Sistema Central (Cueva del Chorrillo, Sima de los Enebrales, Cueva del Reguerillo y Cueva del Gorgocil). Los espeleotemas que aparecen sobre los sedimentos detríticos presentan edades en torno a 120.000-110.000 B.P., indicando un periodo de concrecionamiento posterior al relleno de estas cuevas. Dicha fase de relleno podría tener una edad mínima cercana al tránsito Pleistoceno medio-superior.

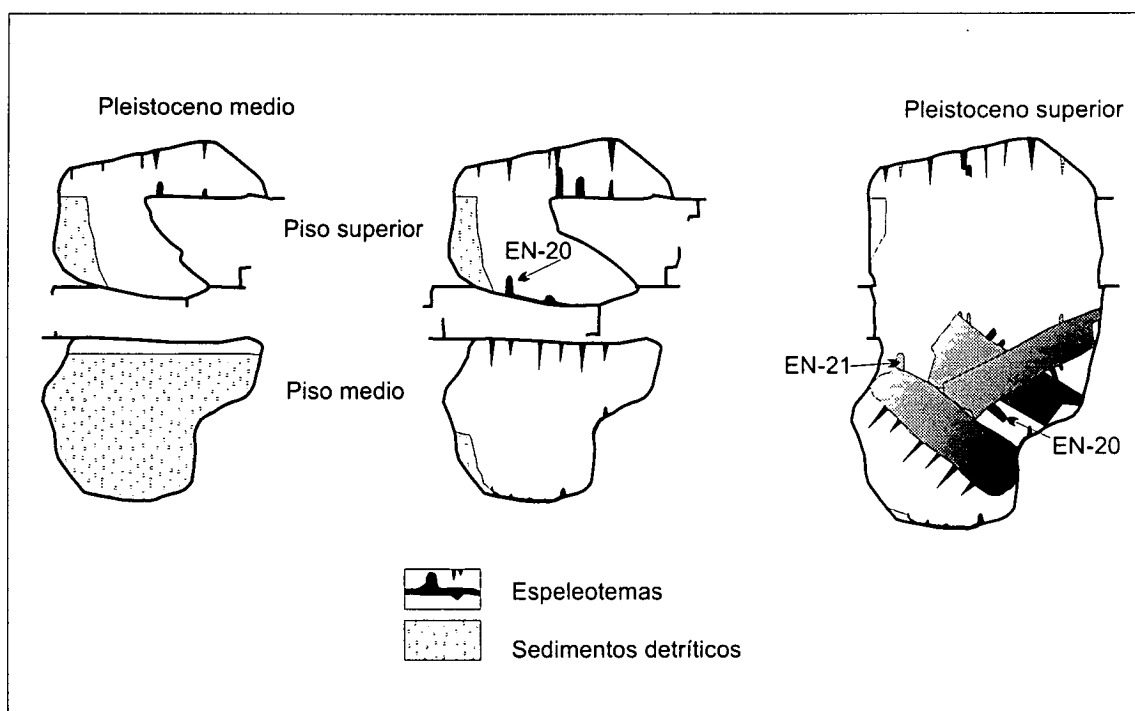


Fig. 85. Esquema de la evolución de la galería del Pozo, en la Cueva de los Enebralejos.

La Cueva de los Enebralejos, gracias a su morfología y desarrollo relativamente amplio, conserva huellas de las diferentes fases de relleno y erosión que ha sufrido (Fig. 84). Los rellenos detríticos más antiguos de la cavidad se depositaron probablemente en el Pleistoceno inferior y se encuentran en el piso superior de la cavidad. Con el progresivo encajamiento de la red de conductos kársticos, motivado por el descenso del nivel de base local, comenzó a

colmatare el piso medio y a formarse el piso inferior. El piso medio debió estar completamente formado y parcialmente relleno de sedimentos en el Pleistoceno medio. Posiblemente a comienzos del Pleistoceno superior se produjo la unión, en varios puntos de la cueva, de los pisos superior y medio como consecuencia de derrumbes. Una prueba de dicha unión puede encontrarse en la sala de acceso a la Galería del Pozo (Fig. 85). Dicha sala está ocupada por bloques de tamaño métrico sobre los que se han formado espeleotemas. La datación de los mismos ha permitido diferenciar dos generaciones de distintas edades (ver apartado 12.3.1.2). La más antigua correspondería al Pleistoceno medio y se habría formado con anterioridad a la unión de ambos pisos. El vaciado parcial de los rellenos detríticos de los pisos medio y superior unido, tal vez, a algún evento sísmico, habría provocado el desprendimiento y hundimiento del suelo en el piso superior. Posteriormente se formaría, sobre los bloques caídos, una nueva generación de espeleotemas en el Pleistoceno superior. Durante este periodo, sin embargo, los cambios más importantes se producen en el piso inferior de la cavidad, donde el río subterráneo erosionó los rellenos y formó las terrazas endokársticas visibles en la actualidad (Fig. 84).

En lo que se refiere a los rellenos detríticos en la Cueva de Valporquero, en la galería denominada Gran Vía pueden observarse restos de tres niveles formados por bloques y cantos adheridos a las paredes. Estos niveles marcarían, al menos, tres fases erosivas posteriores a un importante episodio de relleno. Dicho episodio de relleno culminaría con la colmatación casi completa de las galerías correspondiente al piso intermedio y el relleno parcial del piso superior (Fig. 53).

Tras las pulsaciones frías pleistocenas, y como consecuencia de la fusión de la nieve y del hielo acumulados, durante estos periodos, en las partes altas del valle del arroyo de Valporquero, se debieron producir importantes aportes hídricos al sistema kárstico. De esta forma, grandes cantidades de agua entraron a la cueva en forma de avenidas. La energía de estas aguas produjo la movilización de los depósitos detríticos que taponaban las galerías, provocando la erosión de los mismos. Este fenómeno debió repetirse en varias ocasiones a lo largo del Pleistoceno (Tabla 27), quedando registrados los periodos erosivos en forma de niveles detríticos colgados a diferentes alturas dentro de la Cueva de Valporquero.

Los procesos erosivos en el piso superior fueron siendo cada vez menos intensos al ampliarse la red de conductos kársticos inferiores. Esto permitiría que al final de cada episodio erosivo pudiera producirse el depósito de materiales finos (arenas y limos), como, por ejemplo, los que actualmente ocupan parte del suelo de la Gran Vía (Fig. 53).

En el Pleistoceno medio las galerías del piso superior quedaron totalmente inactivas, al permanecer la Paleocovona colgada sobre el nivel de base marcado por el río Torío, no volviendo a circular el río subterráneo por ellas. Este hecho queda reflejado por la formación, sobre los depósitos detríticos que forman el relleno de Grandes Maravillas, de los espeleotemas más antiguos datados en el sistema kárstico de Valporquero (>300.000 B.P.). De esta manera, los sucesivos episodios erosivos posteriores solo afectan a los pisos intermedio e inferior. En el último tercio del Pleistoceno medio y gracias a un período de estabilidad en los aportes hídricos, comienzan a formarse niveles escalonados de espeleotemas epiacuáticos tanto en Grandes Maravillas como en el Sil de las Perlas (Fig. 54).

Durante el período comprendido entre el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior, se sucedieron en el piso inferior distintas fases de relleno y erosión. Se reconocen al menos dos episodios importantes, marcados en forma de sendas terrazas con cantos subredondeados. Posteriormente, una etapa de menor aporte hídrico, propició la formación de barreras estalagmíticas y gours en el lecho del río subterráneo.

A comienzos del Holoceno (y finales del Tardiaglaciario), el curso subterráneo del arroyo de Valporquero ha sufrido una reactivación, lo que ha producido la erosión parcial de las barreras estalagmíticas formadas anteriormente.

	<i>Plioceno</i> (>1.600 ka)	<i>Pleistoceno inferior</i> (1.600 a 700 ka)	<i>Pleistoceno medio</i> (700 a 120 ka)	<i>Pleistoceno superior</i> (120 a 10 ka)	<i>Holoceno</i> (<10 ka)
<b>Piso superior</b>	Formación de conductos kársticos y encajamiento de los mismos	Colmatación parcial de los conductos kársticos y episodios erosivos	Sin circulación de agua, queda inactivo; formación de espeleotemas	Permanece inactivo; formación de espeleotemas	Permanece inactivo; formación de espeleotemas
<b>Piso intermedio</b>		Formación de conductos kársticos, colmatación y periodos erosivos	Encajamiento de los conductos kársticos y episodios erosivos	Sin circulación de agua, queda inactivo; formación de espeleotemas	Permanece inactivo; formación de espeleotemas
<b>Piso inferior</b>			Formación de conductos kársticos y relleno parcial de los mismos	Encajamiento de los conductos kársticos y formación de terrazas endokársticas	Encajamiento de los conductos kársticos y erosión de las terrazas endokársticas

Tabla 27. Fases de relleno y erosión en el sistema kárstico de Valporquero.

En el endokarst de las zonas estudiadas ha debido haber un mayor número de episodios de colmatación que los anteriormente citados. La dificultad para identificarlos es debida a que sus huellas han sido totalmente borradas o a que no se han podido datar adecuadamente debido a que en muchas ocasiones los depósitos detríticos no contienen restos paleontológicos o espeleotemas que los sellen.

#### 14.2. Generaciones de espeleotemas reconocidas

La presencia de depósitos endokársticos de precipitación química en las cavidades estudiadas es de gran interés para el presente estudio, tanto por tratarse de materiales datables como por su significación paleoambiental. La abundancia relativa de espeleotemas en cuevas de las zonas estudiadas es significativamente inferior a la de rellenos detríticos, excepto en el sistema de Valporquero donde ocurre lo contrario.

En la Cueva del Reguerillo se han reconocido varias etapas de concrecionamiento. Torres *et al.* (1994b) identifican tres ciclos de sedimentación separados por coladas estalagmíticas en una secuencia sedimentaria situada en el primer piso de la cueva. El más antiguo de ellos viene marcado por el depósito de materiales detríticos y refleja la entrada del río Lozoya a la cavidad. El ciclo finaliza con la formación, bajo condiciones climáticas relativamente cálidas, de una colada estalagmítica asignada a los comienzos del Pleistoceno medio, posiblemente equivalente en edad al espeleotema datado en la cueva BC-3 del Barranco de las Cuevas, que presenta una antigüedad >300 ka. El segundo ciclo refleja condiciones de

estabilidad en el karst, con un aumento del proceso de infiltración, finalizando con la formación de espeleotemas en el Pleistoceno medio (208 ka). El último ciclo señala un aumento significativo del nivel hídrico local, con nuevos episodios de intrusión fluvial en la cueva y el aporte de sedimentos detríticos alóctonos, finalizando con la formación de una nueva colada estalagmítica cuya edad se estima como Pleistoceno superior (70-50 ka). A partir de aquí la cavidad quedó inactiva, con la excepción de la formación en el Holoceno de los últimos espeleotemas (Torres, 1974) asociados al "óptimo climático holoceno", equivalentes a los reconocidos en otras cavidades próximas (Barea *et al.*, 1997a). Una secuencia sedimentaria similar a la del primer piso de la Cueva del Reguerillo es la situada en el tercer piso de esta misma cueva, donde hemos podido identificar otra fase de concrecionamiento (113 ka) correspondiente a comienzos del Pleistoceno superior. Cerca de la Cueva del Reguerillo, Torres *et al.* (1994b) identifican, en las cuevas de los Huesos y de la Escarihuela, dos generaciones, más antiguas, de espeleotemas con edades en torno a 981 ka y 216 ka, respectivamente.

En varias cuevas de los macizos de Tamajón y de Muriel (Sima de los Enebrales, Cueva del Chorrillo y Cueva del Gorgocil), sobre los depósitos detríticos aparece una colada estalagmítica cuyo espesor puede alcanzar los 10 cm. La edad obtenida para estos espeleotemas es bastante similar en los casos en que ha sido determinada, variando entre 109 y 118 ka, por lo que correspondería a una fase generalizada de concrecionamiento en la región, a comienzos del Pleistoceno superior, similar a la identificada en la Cueva del Reguerillo. En otras cavidades del macizo de Tamajón (Cueva Vial, Sima de la Raya, Sima de los Enebrales y otras) se reconoce una última fase de concrecionamiento que recubre a los sedimentos detríticos y a ciertos espeleotemas formados con anterioridad, constituida por una costra estalagmítica de unos 0,5 cm. La comparación con cavidades próximas a Valdesotos y situadas a 10 km al SO de Tamajón, permite hacer algunas consideraciones sobre la edad de esta fase tardía de concrecionamiento. Los rellenos sobre los que estas costras aparecen presentan en ambas zonas gran similitud. En el nivel superior analizado en las cuevas de Valdesotos, que también corresponde a una colada estalagmítica, se encontraron incluidos restos cerámicos (Jordá Pardo, 1993), que permiten asignar esta fase de precipitación química al Holoceno.

En el macizo de Pedraza se ha obtenido una edad de más de 300.000 B.P. para una colada estalagmítica que por su situación y contenido paleontológico podría suponerse equivalente a la fase de concrecionamiento identificada en el Barranco de las Cuevas, correspondiente a comienzos del Pleistoceno medio. En el macizo de Prádena, la datación de varios espeleotemas situados en diferentes pisos de la Cueva de los Enebrales ha permitido reconocer tres fases de crecimiento diferentes. La más antigua de ellas pertenece al Pleistoceno medio (aprox. 232 ka), otra al Pleistoceno superior (aprox. 54 ka), siendo la última fase muy reciente (finalizando hace aproximadamente 2.500 B.P.). Dichas generaciones de espeleotemas son similares a las identificadas en la Cueva del Reguerillo.

En el sistema kárstico de Valporquero las diferentes generaciones de espeleotemas y travertinos datados permiten definir al menos cuatro etapas de crecimiento asociadas a episodios climáticos relativamente cálidos. La más antigua de ellas, con más de 300.000 B.P., se ha identificado tanto en estalagmitas de la sala de Grandes Maravillas como en el exterior del sistema kárstico, donde se forma un primer edificio travertínico a la salida de la Covona. En el interior de la cueva se han datado espeleotemas epiacuáticos con una edad de 133.000 B.P., es decir próximos al tránsito Pleistoceno medio-superior. Estos corresponden a uno de los máximos termales del Pleistoceno, con depósitos generalizados de espeleotemas en toda la Península Ibérica, posiblemente coincidiendo, en el caso de Valporquero, con un periodo húmedo (Durán y Heredia, 1998). Hacia 44.000-43.000 B.P. se deposita en el exterior un nuevo edificio travertínico, en un momento cálido y húmedo, que posibilitó el crecimiento rápido del mismo. En el Holoceno se forman nuevos travertinos en este segundo edificio con una edad de

11.000-9.000 B.P., así como espeleotemas subaéreos en la sala de Grandes Maravillas (8.100-7.100 B.P.).

Las dataciones de espeleotemas existentes en cuevas de las zonas estudiadas en el presente trabajo, permiten reconocer al menos siete fases de crecimiento para el periodo comprendido desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad. Existen generaciones más antiguas, pertenecientes al Pleistoceno inferior, identificadas por otros autores (Torres *et al.*, 1994), pero el método de datación empleado aquí únicamente nos ha permitido reconocer fases de concrecionamiento de menos de 300.000 B.P. Las siete fases reconocidas, que se encuentran representadas en la Fig. 86, tienen las siguiente edades:

- La fase o fases más antiguas identificadas poseen una edad >300 ka, pudiendo corresponder a la primera mitad del Pleistoceno medio, como sugieren los restos paleontológicos incluidos en algunos de estos espeleotemas (ver apartado 12.2).
- Entre 243 y 210 ka, en la segunda mitad del Pleistoceno medio.
- Final del Pleistoceno medio (ca. 150 ka y ca. 135 ka), durante el estadio isotópico 6.
- Entre 120 y 110 ka, a comienzo del Pleistoceno superior, en el estadio isotópico 5.
- En el Pleistoceno superior (ca. 70 ka), durante el estadio isotópico 4.
- Entre 55 y 45 ka, en la segunda mitad del Pleistoceno superior, estadio isotópico 3.
- Entre 9.000 y la actualidad, Holoceno, en el estadio isotópico 1.

#### 14.3. Relación de la neotectónica con la evolución del karst

Diversos autores han identificado diferentes crisis tectónicas durante el Cuaternario en el borde sur del Sistema Central. La cartografía neotectónica realizada por Silva *et al.*, (1988a) en el extremo suroriental de la Cuenca de Madrid pone de manifiesto la existencia de una etapa de movimiento de fallas cuaternarias en el tránsito Pleistoceno inferior-medio que provoca la captura del río Manzanares por un tributario del Jarama. Los estudios de paleosismicidad realizados por Giner (1996), sobre depósitos de terrazas aluviales de los ríos Jarama y Tajo en la Cuenca de Madrid, revelan la existencia de dos crisis tectónicas, la primera en el tránsito Pleistoceno inferior-medio y otra en el Pleistoceno medio (Fig. 12). Otros trabajos realizados en macizos kársticos del borde sur del Sistema Central revelan que a finales del Pleistoceno inferior se produjo un paleoseísmo en el Cerro de la Oliva causando el deslizamiento, a favor de un horizonte margoso, de hectómetros cúbicos de dolomías (Torres *et al.*, 1995). Ello también tiene sus consecuencias en el endokarst de la zona produciendo el basculamiento, en unos 45°, de la terraza fluviokárstica existente en la Cueva de la Escarihuela. A partir de este momento y al menos hasta los 220 ka, cifra obtenida mediante racemización de aminoácidos de un nivel con gasterópodos en abanicos aluviales de la zona (Llamas *et al.*, 1995), la región permanece tectónicamente estable (Torres *et al.*, 1996). Sin embargo, a finales del Pleistoceno medio se produce a unos 5 km hacia el oeste del Cerro de la Oliva un movimiento neotectónico en la fosa de Redueña que provoca el basculamiento de los sedimentos de abanicos aluviales, lo que conlleva la desactivación de estos y la captura del arroyo Miraflores por el río Guadalix (Torres *et al.*, 1995). En el Cerro de la Oliva este evento se manifestaría en el endokarst por el vaciado prácticamente completo del relleno fluviokárstico del primer piso de la Cueva del Reguerillo, y la formación posteriormente de una colada estalagmítica datada en 208 ka (Torres *et al.*, 1996).

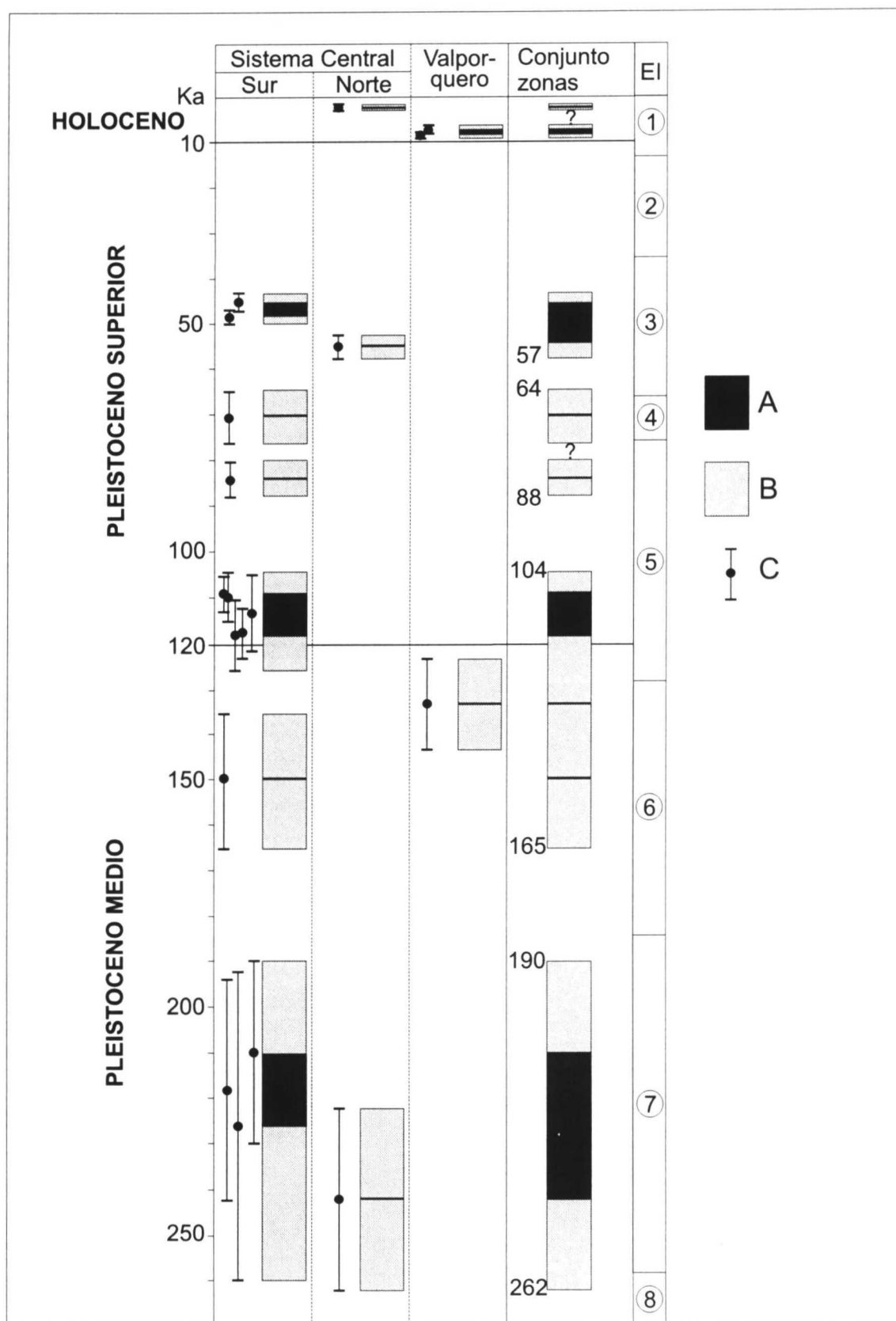


Fig. 86. Síntesis temporal de las diferentes generaciones de espeleotemas datados en las zonas estudiadas, realizada con datos propios y procedentes de otros autores. A: etapas de máxima frecuencia de crecimiento; B: etapas de menor frecuencia de crecimiento y C: datación Th/U y rango de error.

En el borde norte del Sistema Central también se han descrito deformaciones causadas por efectos de la tectónica cuaternaria en la Cueva de los Enebralejos (Barea *et al.*, 1999). La sala de acceso a la Galería del Pozo de esta cueva conserva huellas de actividad sísmica en forma de estalactitas y estalagmitas rotas. Los planos de fractura que afectan a estos espeleotemas se orientan preferentemente en la dirección N5°E y son de tipo normal (Figs. 61 y 62). Dicha orientación no se asemeja a las orientaciones medidas en fracturas del macizo rocoso como en los conductos kársticos. Podría, por lo tanto, tratarse de una fase de esfuerzo de edad Pleistocena. Dicha fase podría corresponder a la denominada fase Torrelaguna (Capote *et al.*, 1990), caracterizada por un régimen extensional asociado a la formación de fallas de tipo normal-direccional y cuyo periodo de actividad se extiende en el Sistema Central desde el Plioceno hasta la actualidad.

Los efectos de la neotectónica habrían dejado otras huellas en la Cueva de los Enebralejos. Así, el suelo de la sala de acceso a la Galería del Pozo aparece ocupado por bloques de tamaño métrico fruto de desprendimientos de paredes y techos que podrían ser consecuencia de esa actividad sísmica reciente. Los bloques conservan espeleotemas formados con anterioridad a la caída de los mismos (Fig. 85) y cuya datación pone en evidencia que se formaron en el Pleistoceno medio (ca. 232 ka). Tras los desprendimientos y la estabilización de estos bloques, el proceso de precipitación química continuó y la datación de la base de una de esas nuevas estalagmitas arroja una edad de 54 ka. Tanto las fracturas de los espeleotemas como el desprendimiento de los bloques en la sala podrían ser fenómenos contemporáneos y haberse producido en una crisis tectónica durante la primera mitad del Pleistoceno superior.

La Cueva del Jaspe, en el macizo kárstico de Prádena, presenta en su galería de entrada, bloques caídos en una situación similar a los existentes en la Cueva de los Enebralejos. Estos bloques también presentan espeleotemas formados sobre ellos tras su desprendimiento. Uno de estos espeleotemas (muestra JA-3) por su posición y aspecto morfológico interno podría asemejarse al datado en la sala de acceso a la Galería del Pozo, de los Enebralejos, cuya edad es 54.000 B.P. Ello constituiría otra prueba que confirmaría la existencia de un evento tectónico sucedido en la zona en la primera mitad del Pleistoceno superior (¿paleoseísmo o crisis tectónica?) y que habría quedado registrado en ambas cavidades.

Parece evidente que a lo largo del Cuaternario se han sucedido diferentes crisis tectónicas en la zona centro peninsular. Los estudios neotectónicos y sobre sismicidad actual realizados en la Cuenca de Madrid (Giner, 1996) ponen de manifiesto la juventud de algunas estructuras generadas bajo campos de esfuerzos recientes (fallas en terrazas aluviales, encajamiento local de la red fluvial etc.). Los efectos de dichos esfuerzos también se manifiestan en el endokarst de la región, provocando el basculamiento de terrazas fluviokársticas, rupturas de espeleotemas y desprendimientos de bloques en el interior de las cavidades. Así, pueden identificarse en el Pleistoceno al menos tres crisis tectónicas: una en el tránsito Pleistoceno inferior-medio, otra en el Pleistoceno medio (ca. 210 ka) y la más reciente en la primera mitad del Pleistoceno superior (ca. 55 ka). Las dos últimas han podido ser reconocidas en cavidades de la región afectando a depósitos endokársticos, tanto de tipo detrítico como a espeleotemas.

#### 14.4. Reconstrucción de la evolución del karst en los macizos estudiados

El desarrollo del karst en los bordes del Sistema Central se ha visto condicionado por diversos factores. Uno de ellos es la composición mineralógica y química de las secuencias de rocas sobre las que se ha desarrollado, con predominio de las dolomías, lo que ha motivado la génesis de formas características, como son los relieves ruñiformes. Otro factor condicionante

ha sido la disposición estructural de los materiales carbonatados, la mayoría de los cuales se presentan como cuevas monoclinales (macizo de Pedraza, macizo de Muriel y Cerro de la Oliva). Esto ha propiciado la formación de numerosos barrancos que disectan transversalmente, a favor de la fracturación regional, los relieves en cuesta. Un buen ejemplo lo constituye el río Lozoya a su paso por el Pontón de La Oliva (Madrid), el cual ha sufrido un encajamiento de 75 m durante el período que va del final del Plioceno a la parte final del Pleistoceno inferior (Fig. 87) (Torres *et al.*, 1994b). Ello pone de manifiesto el rápido descenso sufrido por el nivel de base en el karst de la zona sur del Sistema Central, lo que limitó la formación de conductos freáticos de cierta envergadura. En este sentido la cueva del Reguerillo, con 8.910 m de desarrollo, es una excepción.

La morfología en cuesta de varios de los macizos kársticos estudiados favorece la escorrentía superficial, lo que ha limitado, en buena medida, el desarrollo de formas exokársticas de importancia, así como la existencia de cavidades relevantes en la zona. Por otra parte, el karst de Tamajón presenta un número relativamente abundante de exoformas y cavidades. Ello es debido a la particular estructura geológica del macizo, a modo de amplio sinclinal con buzamientos de sus flancos del orden de 5°, que favorece los procesos de infiltración y disolución.

Los macizos kársticos no estuvieron expuestos a la acción de los procesos de disolución hasta producirse la etapa más importante de estructuración alpina en el Sistema Central, en el Mioceno superior, la denominada "Etapa Guadarrama" por Capote *et al.* (1990). Anteriormente, las rocas carbonatadas cretácicas se encontrarían bajo la serie paleógena, fundamentalmente constituida por arcillas y yesos, lo que ralentizaría los procesos de karstificación. A principios del Plioceno los materiales cretácicos comenzaron a quedar al descubierto, debido a procesos de erosión de los relieves generados por la Orogenia Alpina. Entonces, las aguas superficiales y subterráneas empezaron a actuar sobre la roca, a favor de los planos de estratificación y otras discontinuidades, formando de esta manera los primeros conductos y galerías. Esta hipótesis se fundamenta en la existencia, en las cercanías de los macizos kársticos del borde sur del Sistema Central, de materiales conglomeráticos de edad Pliocena (Pérez González y Portero, 1991), procedentes del desmantelamiento de los relieves recién formados. En los niveles superiores de estos conglomerados (Plioceno superior) se encuentran bloques dolomíticos de tamaño métrico, en los que se aprecian huecos y pequeños conductos kársticos aislados. Este hecho denota la actuación de procesos de karstificación con anterioridad al Plioceno superior.

A la vista de estos datos, Barea *et al.* (1997a) proponen un modelo evolutivo para el karst de Tamajón (Tabla 28). Este comenzaría en el Mioceno superior-Plioceno inferior, asociado al máximo levantamiento del Sistema Central, al producirse la estructuración de los macizos kársticos de la zona. Durante el Plioceno tienen lugar los primeros procesos significativos de karstificación, de manera análoga a lo sucedido en otros lugares de la Península Ibérica (Durán *et al.*, 1993) y en las Islas Baleares (Ginés y Ginés, 1995).

En el Plioceno superior, con un clima más húmedo que el actual, comienza a configurarse la red fluvial, formándose las primeras incisiones fluviokársticas y ampliándose las redes subterráneas de conductos freáticos. A lo largo del Pleistoceno inferior se produce un encajamiento de la red fluvial, lo que provoca un descenso en los niveles de base locales del karst. Los conductos freáticos se reestructuran, con un encajamiento de sus galerías. El endokarst comienza a experimentar los primeros episodios importantes de relleno por sedimentos detríticos.



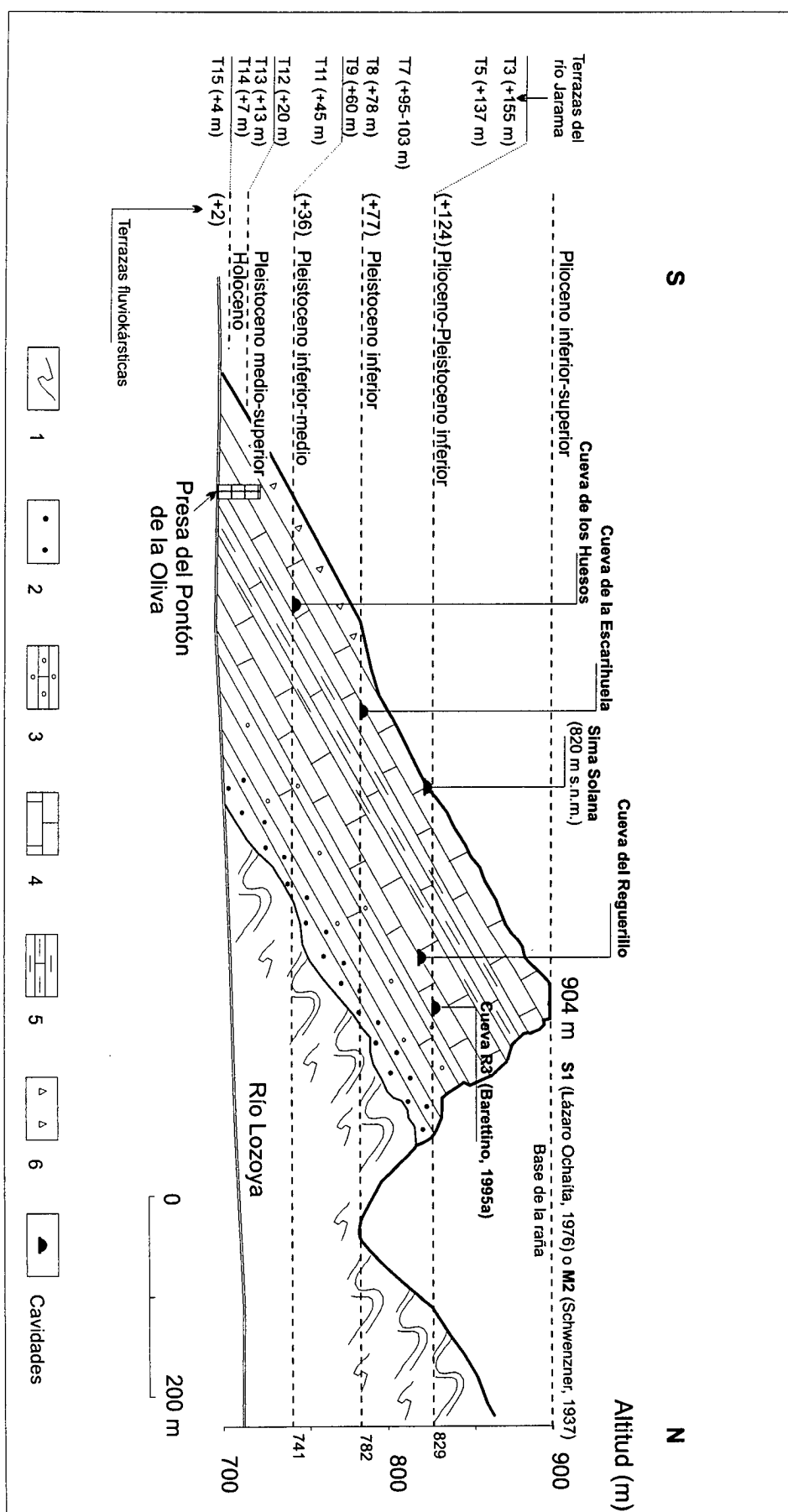


Fig. 87. Representación del encajamiento del río Lozoya a su paso junto al Cerro de la Oliva desde el Plioceno hasta la actualidad. En la figura se ha señalado la altura de las diferentes terrazas fluvioikársticas definidas por Torres *et al.* (1995), así como la altura de las terrazas fluviales del río Jarama descritas en la zona por Cabra *et al.* (1983). Se señala también la situación de la superficie de erosión S1 o M2 y la base de la raña, que marcarían el inicio del proceso de encajamiento del río Lozoya. 1: pizarras ordovícicas; 2: arenas y areniscas (facies Utrillas); 3: dolomías arenosas, margas arenosas y arenas; 4: dolomías tableadas; 5: calcarentitas, margas dolomíticas y dolomías margosas nodulosas y 6: brechas dolomíticas.

Edad (ka)	Periodo	Acontecimientos
10	<b>HOLOCENO</b>	Formación de espeleotemas
120	<b>PLEISTOCENO</b>	Superior Erosión parcial de los depósitos endokársticos Colmatación del endokarst
700		Medio Alternancias climáticas y relleno del endokarst (detríticos y espeleotemas)
1.600		Inferior Primeras etapas de relleno detectadas (Pontón de la Oliva) Encajamiento de los conductos endokársticos Descenso de los niveles de base locales del karst
3.700	<b>PLIOCENO</b>	Superior Encajamiento de la red fluvial y formación de las incisiones fluviokársticas Formación de redes de conductos freáticos Instalación de la red fluvial
5.400		Inferior Primeros procesos de karstificación detectados en materiales mesozoicos
	<b>MIOCENO</b>	Superior Estructuración de los macizos kársticos Máximo levantamiento del Sistema Central

Tabla 28. Esquema de las principales etapas en la evolución del karst de Tamajón, según Barea *et al.* (1997a).

En el Pleistoceno medio y superior prosiguen las alternancias de períodos fríos de carácter continental y otros más cálidos y húmedos. Bajo condiciones propicias, los fenómenos de arroyada y las coladas de materiales detríticos colmatan casi por completo el endokarst. A finales del Pleistoceno y comienzos del Holoceno se produjeron los últimos episodios de relleno detrítico, seguidos por una erosión parcial de los depósitos. Esta fase erosiva podría asociarse al final del último período frío Pleistoceno (Tardiglaciario). Más tarde y marcando el paso de un clima continental más riguroso a otro más cálido y húmedo, con influencia mediterránea, se produjo la precipitación de las últimas coladas estalagmíticas sobre los depósitos detríticos. Esta generación de espeleotemas se correspondería con el óptimo climático del Holoceno (8.000-5.000 B.P), como se ha identificado también en el macizo de Valporquero. En los bordes del Sistema Central se identifica, igualmente, una generación reciente (2.500 B.P.) en la Cueva de los Enebralejos. En otros lugares de la Península Ibérica se ha reconocido también dicha generación holocena como se pone de manifiesto en la recopilación de datos geocronológicos realizada por Durán (1989).

El Cerro de la Oliva, a diferencia de otros macizos kársticos desarrollados en los afloramientos carbonatados próximos, presenta un notable desarrollo del endokarst (la Cueva del Reguerillo, con 8.910 m de galerías es buena prueba de ello). Aunque las condiciones para la karstificación han sido similares a las de macizos kársticos vecinos (composición de la roca, estructura geológica y clima), su desarrollo ha sido en parte diferente. La génesis y evolución de

la Cueva del Reguerillo se han visto condicionadas por la proximidad de un río relativamente importante, como es el Lozoya.

Como en el resto de macizos kársticos del Sistema Central, la formación del endokarst en el Cerro de la Oliva parece iniciarse en el Plioceno (Barea *et al.*, 1997b). La instalación de la red fluvial plio-cuaternaria en la zona centro peninsular (Martín Serrano, 1991) provocó que el río Lozoya y el arroyo Valdentaes cortasen, durante su encajamiento, las galerías formadas con anterioridad en el karst del Cerro de la Oliva. Se producen entonces episodios de intrusión fluvial en las cavidades, sucediéndose así etapas de colmatación, reactivación y erosión, que han quedado marcadas por el depósito de materiales detríticos en el interior de las cuevas y por la formación de terrazas fluviokársticas (Fig. 87). Torres *et al.* (1994b) estiman que la primera de estas terrazas se sitúa a +145 m sobre el *talweg* del río Lozoya, lo que les lleva a concluir que a finales del Plioceno el río circulaba encajado, a su paso por el Cerro de la Oliva, a unos 60 m por debajo del nivel de la raña. Desde finales del Plioceno al Pleistoceno inferior-medio, el encajamiento sufrido alcanzaría los 116 m, lo que refleja la velocidad de la incisión fluvial en la zona. De esta forma el endokarst va siendo progresivamente desactivado, a causa del descenso del nivel de base que marcan los ríos próximos (Lozoya y Jarama). Como consecuencia de este proceso, los conductos freáticos pasan a régimen vadoso, hasta llegar a su completa desactivación hidrogeológica. La Fig. 87 refleja la situación del río Lozoya desde el Plioceno superior hasta la actualidad. En ella también se señala la altura de las diferentes terrazas fluviokársticas descritas por Torres *et al.* (1994b) en relación con las terrazas fluviales del río Jarama estudiadas en la zona por Cabra *et al.* (1983). Un análisis de los datos permite realizar una aproximación numérica del encajamiento de dicho río en este sector. Así, en el periodo Plioceno superior-Pleistoceno inferior el río se habría encajado unos 71 m a una velocidad media de 3,4 cm/1.000 años. Durante el Pleistoceno inferior-medio, el descenso en el nivel de base habría sido de 88 m, es decir, una media de 9,6 cm/1.000 años. Finalmente, desde el Pleistoceno medio a la actualidad el río Lozoya habría profundizado otros 36 m su cauce, a una velocidad media de 5,1 cm/1.000 años.

En cuanto a la edad de formación del endokarst de Prádena parece ser análoga, al menos para sus etapas iniciales, a la de otros macizos kársticos próximos (karst de Tamajón y Cerro de la Oliva) donde existe formación de conductos kársticos ya en el Plioceno superior (quizá bajo una delgada cobertera sedimentaria). El encajamiento del endokarst debió prolongarse hasta el Pleistoceno inferior, sin poder precisar con mayor exactitud el momento en que éste estuvo prácticamente formado. La ausencia de restos paleontológicos en los depósitos detríticos de las cavidades de la zona no facilita esta labor.

La Cueva de los Enebralejos debió formar parte de una red más amplia de conductos kársticos, como lo demuestra la existencia de otras cavidades próximas con características similares. El encajamiento de la red fluvial, a partir del Pliocuaternario, produjo un cambio de la circulación hipogea y un aislamiento entre sí de los conductos endokársticos, compartimentando el acuífero kárstico en unidades más pequeñas hasta dejar de ser activo hidrogeológicamente.

El cambio de régimen freático a vadoso, producto del encajamiento de la red fluvial, es evidente en la Cueva de los Enebralejos. Ello responde a un reajuste progresivo de las redes kársticas debido al descenso del nivel de base local. Este fenómeno provocó la formación de nuevas galerías, cada vez más bajas, y su posterior colmatación. Al progresar el encajamiento, y al alejarse de la situación de equilibrio, se produce la erosión parcial de los depósitos endokársticos hasta volver a alcanzar condiciones de estabilidad (Fig. 84). En la actualidad, la cavidad sólo es activa hidrogeológicamente en épocas de aguas altas, pues las galerías bajas se encuentran muy cerca del nivel freático. Así, los procesos erosivos y sedimentarios producidos son de escasa importancia, limitándose a fenómenos erosivos menores y deposición de arenas y limos en el cauce.

En el sistema kárstico de Valporquero se pone de manifiesto una génesis, acorde con la evolución morfológica y climática de la región. El desarrollo de la cavidad es el resultado, fundamentalmente, del progresivo encajamiento de la red fluvial, siendo el río Torío el nivel de base local para el sistema kárstico. Las fases glaciares e interglaciares que afectaron a la Cordillera Cantábrica a lo largo del Pleistoceno condicionaron la formación del sistema kárstico, así como los distintos episodios de colmatación y reactivación sufridos por la red subterránea. Por su parte, el karst de Valporquero muestra señales evidentes de este pasado, con la existencia de exoformas modeladas en buena medida en conexión con la acción glacial y/o periglacial (grandes dolinas en embudo, pozos de nieve, canchales y laderas regularizadas).

La estructuración del nivel superior del sistema kárstico de Valporquero debió producirse antes del Pleistoceno medio, puesto que la generación de espeleotemas más antigua reconocida data de ese periodo (Fig. 88). Con anterioridad, debió existir una red de conductos freáticos, que quedaron parcialmente desmantelados con la instalación de la red fluvial plio-cuaternaria en la cuenca del Duero. El encajamiento del río Torío cortó esta red de galerías a la altura de la Paleocovona, pasando ésta a funcionar como surgencia principal de la cavidad. Dicha situación correspondería con un nivel del río unos 130 m por encima de su posición actual.

El progresivo descenso del cauce del río Torío provocó el encajamiento de la red kárstica. El río subterráneo abandonó el nivel superior, parcialmente colmatado por sedimentos, pasando a ser La Covona la surgencia principal. Los aportes de agua, producto de la fusión de los hielos durante los periodos interglaciares, produjeron la reactivación de las galerías superiores, lo que provocó la erosión parcial de los depósitos detríticos. En etapas relativamente cálidas y húmedas se generaron los espeleotemas y travertinos más antiguos datados hasta ahora en la cavidad y su entorno (Sala de Grandes Maravillas y salida de La Covona, respectivamente). Esto debió producirse con anterioridad a 350.000 años B.P., en el Pleistoceno medio. Los sectores más orientales de la cueva (Paleocovona y Grandes Maravillas) quedaron entonces definitivamente inactivos.

El cierre de Grandes Maravillas debió provocar la inundación de dicha sala, a la vez que tenía lugar un periodo cálido en el que se formaron abundantes espeleotemas epiacuáticos, relacionados con el estadio isotópico 5, en torno a 130.000 B.P. Durante el último periodo glacial (Würm en la terminología alpina) la acción erosiva se intensificó, aunque en un repunte cálido (entre 45.000 - 40.000 B.P. aproximadamente) se generaron algunos de los travertinos existentes aguas abajo del cañón de salida de La Covona. Tras el episodio frío correspondiente al estadio isotópico 2, en el Holoceno se generaron los últimos espeleotemas de Grandes Maravillas (8.000-7.000 B.P.) y algunos travertinos exteriores (13.000-9.000 B.P.).

El encajamiento del río Torío hasta su posición actual provocó que La Covona quedase definitivamente colgada en la ladera del valle. Ello supuso un nuevo reajuste del río subterráneo para adaptarse al nivel de base existente. En la actualidad, además de la circulación localizada en el río subterráneo, una parte del caudal hídrico discurre a un nivel inferior, saliendo el agua directamente al río Torío.

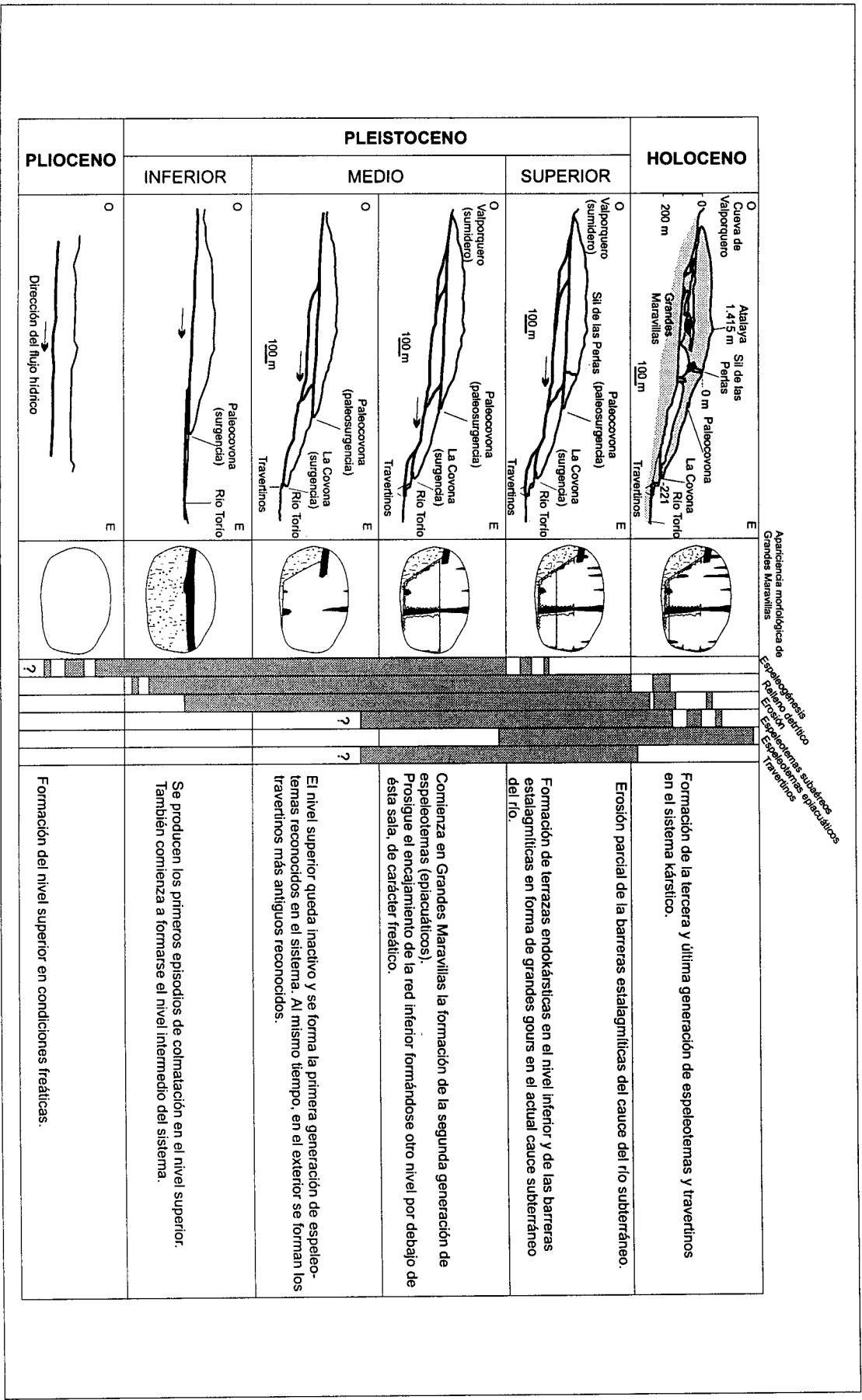


Fig. 88. Esquema evolutivo del sistema kárstico de Valporquero, desde el Plioceno hasta la actualidad.

## 15. DEDUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS RELACIONADAS CON LA EVOLUCIÓN DEL KARST

El estudio de los depósitos detríticos endokársticos de las zonas consideradas en el presente trabajo unido a la información obtenida mediante las dataciones y análisis de isótopos estables de espeleotemas, permite realizar una reconstrucción paleoambiental de la región, al menos desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad. Dicha reconstrucción se ha efectuado teniendo en cuenta, además, trabajos realizados en la Península Ibérica por otros autores y basada fundamentalmente en el modelo evolutivo anteriormente propuesto.

Las diferentes fases de relleno detrítico identificadas en cavidades de la región centro, evidencian periodos donde los aportes hídricos debieron ser suficientemente importantes como para movilizar el volumen de sedimentos observados en el endokarst. Las fases de colmatación más antiguas se produjeron a comienzos del Pleistoceno inferior, aunque apenas quedan huellas en la actualidad de ellas. En la región se han identificado rellenos endokársticos con una edad superior a 980 ka, en el Cerro de la Oliva (Sesé y Ruiz Bustos, 1992; Baretino, 1995a). Los restos paleontológicos encontrados en cuevas de la zona centro permiten también reconocer otros episodios de colmatación ocurridos en el Pleistoceno medio (ver apartado 12.2.). Las técnicas empleadas en el presente estudio, nos han permitido únicamente identificar las fases de relleno detrítico más recientes, y son las siguientes:

- Pleistoceno medio (más de 300 ka), identificada en el macizo de Pedraza y Barranco de las Cuevas.
- Pleistoceno medio (*ca.* 208 ka), identificada en el Cerro de la Oliva y en el macizo de Prádena.
- Pleistoceno medio-superior (*ca.* 120 ka), identificada en el macizo de Muriel, macizo de Tamajón y Cerro de la Oliva.
- Pleistoceno superior, identificada en el sistema kárstico de Valporquero.
- Pleistoceno superior-Holoceno, identificada en el macizo de Tamajón, macizo de Prádena y sistema kárstico de Valporquero.

El estudio mineralógico de los sedimentos detríticos endokársticos (ver apartado 12.1.) pone de manifiesto que el relleno de las cuevas de la región debió producirse durante periodos fríos y con importante circulación de agua. Los trabajos de Sesé (1994) y Ruiz Bustos (1997) indican, sin embargo, que los periodos fríos del Pleistoceno fueron relativamente áridos, aunque durante los mismos debieron producirse episodios torrenciales que posibilitaron la entrada al endokarst de gran cantidad de sedimentos. Una aproximación más detallada al clima cuaternario es realizada por Sesé (1994) mediante el estudio de micromamíferos, quien propone que durante el Pleistoceno medio el clima peninsular debió ser templado con alguna intercalación cálida, mientras que en el Pleistoceno superior fue más frío, aunque menos riguroso que en el resto de Europa. También determina que las fases cálidas del Pleistoceno medio debieron ser húmedas, con cursos de agua y abundante cubierta vegetal, mientras que las fases frías del Pleistoceno superior fueron secas y áridas. Otro estudio realizado por Ruiz Bustos (1997), para el sur de España, pone en evidencia que los momentos secos del Pleistoceno se caracterizaron también por ser fríos, mientras que los cálidos fueron húmedos. En el centro peninsular, y pese a la continentalidad del área, las condiciones paleoambientales debieron ser muy similares.

La fase de relleno mejor representada, en las cavidades de la región centro, se produjo probablemente a finales del Pleistoceno medio (durante los estadios isotópicos 8 y 6). Posteriormente, y ya en el Pleistoceno superior y comienzos del Holoceno (estadios 4, 2 y 1) tuvieron lugar otros episodios de colmatación del endokarst, pero de menor intensidad que el anterior. Esto parece coincidir con las observaciones realizadas en el sistema Hundedero-Gato (Málaga), donde la existencia de un importante relleno detrítico sellado por espeleotemas, ha

sido atribuido a un periodo frío con intensas precipitaciones durante el estadio isotópico 4 (Durán y López Martínez, 1999).

Como hemos visto anteriormente, el emplazamiento de sedimentos detríticos en el endokarst es indicativo de periodos climáticos relativamente fríos. Sin embargo, la formación de espeleotemas y travertinos marcan una mejora de estas condiciones. Conocer la edad de las diferentes generaciones de depósitos de precipitación química permite aportar información que complementa el registro climático de la región, desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad. Aunque con anterioridad, también debió producirse la formación de espeleotemas en cavidades de la zona centro, como ha quedado demostrado por Baretino (1995a) mediante la datación de una colada estalagmítica perteneciente al Pleistoceno inferior (*ca.* 980 ka). Así las diferentes generaciones de espeleotemas y travertinos identificadas en el centro peninsular pueden agruparse en los siguientes periodos:

- Primera mitad del Pleistoceno medio (más de 300 ka), posiblemente perteneciente al estadio isotópico 9 o incluso al 11.
- Segunda mitad del Pleistoceno medio (243-210 ka), perteneciente al estadio isotópico 7.
- Final del Pleistoceno medio (*ca.* 150 y *ca.* 135 ka), perteneciente al estadio isotópico 6.
- Comienzo del Pleistoceno superior (120-110 ka), en el estadio isotópico 5.
- Pleistoceno superior (*ca.* 70 ka), en el estadio isotópico 4.
- Segunda mitad del Pleistoceno superior (55-45 ka), perteneciente al estadio isotópico 3.
- Holoceno (11.000-2.500 B.P.), en el estadio isotópico 1.

Cabe destacar la formación de espeleotemas en estadios isotópicos de carácter frío, como son los estadios 6 y 4, aunque dicha formación parece producirse en ambos casos principalmente en la parte final de los mismos (Figs. 77 y 80). Este fenómeno no es exclusivo del centro peninsular, sino que también ha sido reconocido por otros autores (Maire y Quinif, 1988, 1989; Durán, 1996; Ginés *et al.*, 1999) en diversas cavidades de la geografía española. Para explicar este fenómeno, Durán (1996) propone que el estadio isotópico 6, al menos en el sur de la Península Ibérica, podría haber sido un episodio menos riguroso en relación con otros estadios fríos. Este mismo autor cita, igualmente, como posibles causas para la formación de espeleotemas en estadios isotópicos de carácter frío (también observado por él en el estadio 2): a la rapidez de respuesta que presentan los sistemas kársticos frente a variaciones ambientales, permitiendo detectar cambios climáticos con anterioridad a los reflejados por el registro marino; o como consecuencia del adelanto en el comienzo del estadio isotópico de carácter cálido siguiente, en este caso de los estadios 5 y 3.

Los análisis de isótopos estables en espeleotemas son una herramienta muy útil para realizar una aproximación a las paleotemperaturas de cada periodo. Para ello, se ha obtenido la composición isotópica media de  $^{18}\text{O}$ , de algunos de los grupos cronológicos de espeleotemas. Así, para la primera mitad del Pleistoceno medio (>300 ka) la composición media resultante es de -8,3 pudiendo corresponder al estadio isotópico 9 o incluso al 11. Para el estadio 7 es de -6,8. Para el 6 la media resulta ser de -6,2 y para el estadio 3 es de -7,3. Durante el estadio isotópico 1 la composición media calculada para el  $^{18}\text{O}$  es de -6,5.

Podemos observar como la composición isotópica media del oxígeno varía en dos unidades delta, dentro de los periodos considerados, lo que significaría oscilaciones de las temperaturas en torno a los 8°C. Los valores más negativos de  $^{18}\text{O}$ , aquí calculados, y por lo tanto pertenecientes a épocas más cálidas, corresponden al estadio isotópico 9 o 11, y al estadio isotópico 3 (Interstadial). Las fases más frías se asocian a la segunda mitad del Pleistoceno

medio, a finales del Pleistoceno superior y comienzo del Holoceno. Este hecho concuerda en gran medida con las observaciones realizadas por Sesé (1994) para finales del Pleistoceno superior en la Península Ibérica. Estudios palinológicos realizados en la provincia de Toledo (Martín Arroyo *et al.*, 1999) ponen también de manifiesto la existencia en la región de un clima frío y árido en el Tardiglacial. En nuestro caso, esto se refleja muy bien debido a la ausencia en la formación de espeleotemas hasta comienzos del Holoceno.

En cuanto a la composición isotópica media del estadio 6, podemos observar como es bastante similar a la correspondiente a la del Holoceno. Se justificaría, por lo tanto, que el estadio isotópico 6 habría sido, en el centro de la Península Ibérica, menos riguroso en relación con otros estadios de carácter frío, como pone de manifiesto Durán (1996) en la provincia de Málaga. No debemos descartar, sin embargo, que tanto para el estadio isotópico 6 como para el 4, los cambios climáticos ocurridos en la región pudieran ser antes registrados en el endokarst, como consecuencia de las peculiares condiciones ambientales del mismo.

El estadio isotópico 5, al igual que ocurre en otros lugares de la Península Ibérica, debió corresponder al periodo más cálido y húmedo del Pleistoceno superior; en él la formación de depósitos de precipitación química fue generalizada. En la zona centro esta generación aparece bien marcada en los diferentes macizos y cavidades estudiadas, y corresponde con la pulsación cálida descrita para la zona centro, entre 128 y 92 ka, por Martín Arroyo *et al.* (1999).

Los valores mínimos absolutos de  $\delta^{18}\text{O}$  obtenidos en espeleotemas de cavidades del borde norte y sur del Sistema Central, son de -9,3 y -8,8, respectivamente; y de -5,6 para el macizo de Valporquero. Vemos como los valores más negativos, correspondientes a periodos más cálidos, pertenecen a espeleotemas de cavidades situadas en los bordes del Sistema Central, mientras que los valores menos negativos, relacionados con periodos más fríos, pertenecen a la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica. Ello revela la existencia de un gradiente climático latitudinal similar al actual.

El  $^{13}\text{C}$  de los espeleotemas del centro peninsular, permite conocer de forma indirecta las características de la cobertura vegetal en cada periodo. El valor isotópico medio de  $^{13}\text{C}$  calculado para el estadio 7 es de -4,7. Para el estadio 5 es de -6,2 y -6,5 para el estadio 3. Para el estadio isotópico 1 es de -9,2. Se observa una disminución progresiva de los valores medios de  $^{13}\text{C}$ , en los periodos cálidos, desde el estadio isotópico 7 hasta el estadio 1. Podemos interpretar así, que durante la segunda mitad del Pleistoceno medio la vegetación de tipo herbácea fue relativamente abundante. En el tránsito entre el Pleistoceno medio-Pleistoceno superior y durante parte del Pleistoceno superior las características de la cobertura vegetal debieron ser muy semejantes con la presencia en la zona de una vegetación de tipo mixto. Esta similitud entre dichos periodos tiene su correspondencia también en los contenidos isotópicos de oxígeno con valores que presentan escasas variaciones entre sí. En el Holoceno, los valores de  $^{13}\text{C}$  más negativos pueden responder a la presencia en la zona de una cubierta vegetal dominada por plantas de follaje (árboles y arbustos) como consecuencia de la existencia en la región de un clima templado y húmedo. Dicho clima parece instalarse en la zona centro alrededor de los 8.000-7.000 B.P. como ha sido puesto de manifiesto en el sistema kárstico de Valporquero (Durán *et al.*, 2000).



## **PARTE V**

### **RESUMEN DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES**

## 16. RESUMEN DE LOS RESULTADOS

El endokarst constituye un medio que posibilita la conservación de formas y depósitos correspondientes a acontecimientos geológicos que en superficie pueden ser más fácilmente eliminados por los agentes externos. La información obtenida mediante el estudio del karst y de los depósitos asociados a él, contribuye a reconstruir la evolución paleogeográfica y paleoclimática de la zona centro peninsular durante el Cuaternario. En la presente Tesis se han considerado diferentes aspectos relacionados con la karstología como son: geomorfología (exo y endokárstica), hidrogeología, petrología y estructura de las rocas karstificadas, mineralogía de los rellenos detríticos endokársticos, paleontología y estudio de los depósitos de precipitación química (espeleotemas y travertinos). Los principales resultados obtenidos, hasta aquí, pueden resumirse así:

- Los macizos kársticos existentes en los bordes del Sistema Central están constituidos por rocas carbonatadas del Cretácico superior. Estos macizos se orientan a lo largo de una franja alargada y discontinúa, en dirección NE-SO, a lo largo de 120 km en la vertiente meridional de la cadena y 112 km en la vertiente septentrional de la misma.
- Los macizos kársticos estudiados en los bordes del Sistema Central presentan, en general, una disposición estructural subhorizontal, con amplios pliegues o formando relieves en cuesta con buzamientos que en ocasiones pueden superar los 30°, sobre todo en las proximidades de los cabalgamientos que ponen en contacto las rocas cretácicas con los materiales paleozoicos del zócalo.
- Los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central se encuentran frecuentemente semicubiertos por materiales detríticos (suelos y terrazas fluviales).
- Una de las principales características de los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central es el escaso desarrollo y la poca variedad de exoformas, siendo éstas casi inexistentes en los macizos situados en el tercio oeste de la zona estudiada.
- Las exoformas más significativas y mejor desarrolladas, en los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central, son las incisiones fluviokársticas (cañones y barrancos), formadas a favor de las directrices estructurales locales, fundamentalmente de dirección N-S. También existen, en zonas donde el karst no está cubierto, lapices de tipo oqueroso con *kamenitzas* y perforaciones cilindroideas. Otras formas como los relieves ruñiformes, dolinas, torcas y bogaces son menos abundantes y se concentran principalmente en los macizos de Tamajón, Prádena o el Cañón del río Riaza.
- La existencia de cavidades es generalizada en los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central. En su mayoría se trata de cuevas de desarrollo horizontal y dimensiones menores a 1.000 m. Cuatro de las cuevas estudiadas superan, sin embargo, esta cifra, son: la Cueva del Reguerillo, la Cueva de los Enebralejos, la Cueva Pepón y la Cueva del Jaspe. Las cavidades de la región debieron formar parte de una amplia red de conductos freáticos, que en la actualidad está parcialmente desmantelada por la erosión y la incisión fluvial.
- Las primeras exploraciones espeleológicas realizadas en cavidades situadas en los bordes del Sistema Central datan de 1752 y han continuado hasta la actualidad. Fruto de ellas son las más de 180 cavidades inventariadas cuyos desarrollos suman más de 28 km de galerías y conductos subterráneos.

- Las cavidades existentes en los bordes del Sistema Central se encuentran en buena parte colmatadas por sedimentos detríticos y de precipitación química, lo que ha provocado la compartimentación del endokarst formando pequeños sistemas kársticos aislados unos de otros.
- El macizo kárstico de Patones-Cerro de la Oliva destaca por albergar la cavidad de mayor desarrollo explorado de toda la zona centro, con 8.910 m (Cueva del Reguerillo). Esta cueva, estructurada en tres pisos, posee abundantes rellenos de tipo detrítico y espeleotemas que ponen de manifiesto la evolución sufrida por el endokarst de la zona, relacionada con la del cercano río Lozoya.
- El macizo kárstico de Retiendas-Valdepeñas de la Sierra presenta una relativa escasez de exoformas, sobre todo en su parte oriental. Sin embargo, las incisiones fluviokársticas aparecen bien desarrolladas en este sector y se han formado principalmente a favor del río Jarama, en dos tramos de 1.100 m y 1.500 m de longitud. Las principales cavidades de este macizo son la Cueva de la Bruja, Cueva de la Cabra y Cueva V-1. Las dos últimas poseen en su interior terrazas fluviokársticas como consecuencia de la entrada en ellas, durante ciertos momentos del Pleistoceno, del río Jarama.
- El macizo kárstico de Tamajón presenta la mayor variedad y número de formas exokársticas de todos los macizos estudiados en los bordes del Sistema Central. En él son relativamente abundantes lapiaces de tipologías variadas, relieves ruiniformes, dolinas, torcas, bogaces y cañones. Con una extensión de 15 km<sup>2</sup> posee más de 50 cavidades inventariadas, cuyos desarrollos oscilan entre 2 y 465 m. En dichas cuevas los sedimentos detríticos son muy abundantes, formando en ocasiones rellenos de varios metros de espesor (Sima Fliper, Cueva del Chorrillo, entre otras.).
- La Cueva del Gorgocil, situada en el macizo de Muriel, con sus 590 m de desarrollo explorado es la segunda cavidad más extensa de todo el borde sur del Sistema Central. Las exoformas más abundantes son los lapiaces de tipo oqueroso, las perforaciones cilindroideas y las *kamenitzas*; donde el buzamiento supera los 40°, se encuentran acanaladuras y lapiaces en regueros.
- El macizo kárstico de Somolinos, con más de 120 km<sup>2</sup>, es el más extenso de los existentes en el borde sur del Sistema Central. Las exoformas más abundantes en la zona son los cañones, y en las partes altas, los lapiaces con acanaladuras lineales de hasta 30 cm, desarrollados a favor de la fracturación local. También existen relieves residuales en forma de agujas o pináculos, y desarrollo de travertinos asociados al río del Manadero. Las cavidades, sin embargo, son escasas, situándose predominantemente en las laderas de los cañones.
- El macizo kárstico de Prádena destaca sobre otros situados en la vertiente septentrional de la sierra, por poseer un endokarst relativamente bien desarrollado. En él se abren más de 32 cavidades, de las que tres de ellas sobrepasan los 1.200 m de desarrollo. La Cueva de los Enebralejos es una de estas cuevas, está estructurada en tres pisos y conserva en su interior interesantes rellenos detríticos y químicos que permiten reconstruir la evolución sufrida por el karst de la zona.
- Las formas exokársticas en los macizos de Pedraza y Torreiglesias son escasas al estar ambos en buena parte cubiertos por materiales detríticos. Así, las principales cavidades conocidas de los dos macizos se abren en los cañones formados por el arroyo del Vadillo y el río Pirón,

respectivamente. Las cuevas de la zona presentan rellenos sedimentarios asociados a estos cursos fluviales, además de restos paleontológicos y arqueológicos.

- Los ríos Duratón y Riaza han labrado profundas incisiones fluviokársticas en los materiales carbonatados cretácicos del borde norte del Sistema Central. En las paredes de ambos cañones se abren múltiples conductos subterráneos; estos debieron formar parte de una amplia red de conductos freáticos desmantelados por el encajamiento fluvial. Dichas cuevas presentan rellenos detríticos, siendo muy escasos los espeleotemas. Las exoformas se limitan a pequeños lapiaces oquerosos, viseras y abrigos en las paredes de estos cañones.
- En la mayor parte de los macizos kársticos situados en los bordes del Sistema Central se observa un escalonamiento de conductos subterráneos y cavidades. Se han descrito casos de encajamientos de galerías superiores a 12 m (Cueva de la Cabra y Sima de los Enebrales, por ejemplo). Ello responde al descenso del nivel de base marcado por los cursos fluviales próximos.
- El macizo kárstico de Valporquero, constituido por rocas carbonatadas carboníferas, presenta una gran diversidad de formas exokársticas. Destacan por su abundancia y extensión los lapiaces y las depresiones cerradas. La cavidad más importante del macizo es el denominado sistema kárstico de Valporquero. Contiene abundantes rellenos formando terrazas endokársticas que, en ocasiones, aparecen selladas por coladas estalagmíticas. Cabe destacar la existencia de dos importantes edificios travertínicos, de edad Pleistoceno superior y Holoceno, situados a la salida del sistema kárstico antes de alcanzar el cauce del río Torío.
- El estudio petrográfico y las calcimetrías realizadas sobre las rocas carbonatadas de los macizos de los bordes del Sistema Central, evidencian la existencia de dos conjuntos litológicos bien diferenciados. Un conjunto inferior formado principalmente por rocas de tipo calizo y otro superior de carácter dolomítico. Los fenómenos exokársticos están muy poco desarrollados o están ausentes en el conjunto inferior; sin embargo, en el conjunto superior son numerosas las formas kársticas superficiales. El endokarst también aparece mejor desarrollado en este último tramo concentrando la mayor parte de las cavidades de la región.
- Las diferencias petrográficas y en el contenido en carbonato cálcico de las formaciones que constituyen el macizo de Valporquero hacen que tanto el exokarst como el endokarst de la zona presenten una notable variedad de formas. Sobre la Formación Barcaliente, de carácter dolomítico, no existen apenas lapiaces; sin embargo, son relativamente abundantes las dolinas de fondo plano y de bordes suaves. En la Formación Valdeteja, constituida por calizas con elevados contenidos en carbonato cálcico, los lapiaces están muy bien desarrollados y las dolinas presentan formas en embudo y bordes escarpados. El endokarst, sin embargo, está mejor desarrollado en la Formación Barcaliente, donde se abre el sistema kárstico de Valporquero.
- Los lineamientos medidos en los macizos kársticos situados en los bordes del Sistema Central se agrupan a favor de la dirección N120°-150°, variando ligeramente según la orientación de cada macizo. Estos son, por lo tanto, subparalelos a la dirección de máximo acortamiento horizontal que produjo la elevación del Sistema Central. Estas discontinuidades han jugado un papel muy importante en el desarrollo del karst de la región al constituir las direcciones preferentes para la actuación de los procesos kársticos. Las galerías y conductos subterráneos se agrupan en el intervalo N135°-165°E, con un máximo secundario a 90°, prácticamente

coincidente con los lineamientos medidos en el exokarst, lo que demuestra el marcado control estructural existente en el desarrollo del endokarst.

- En la Cueva de los Enebralejos las facturas que afectan a los espeleotemas de la cavidad presentan una dirección predominante N5°E que no coincide con las orientaciones de las discontinuidades del macizo kárstico. Este hecho podría ser consecuencia de algún episodio neotectónico atribuible al Pleistoceno y que podría corresponder con la última fase de esfuerzo definida para el Sistema Central, denominada fase Torrelaguna.
- Los análisis mineralógicos de los sedimentos endokársticos de las cavidades de ambos bordes del Sistema Central, ponen de manifiesto la relativa homogeneidad existente entre ellos. Esto es consecuencia de las características petrológicas de las áreas fuente de donde proceden buena parte de estos sedimentos, así como de las condiciones de transporte hacia el endokarst de los mismos.
- El mineral más abundante en los rellenos endokársticos estudiados es la illita, seguida en importancia por la caolinita, procedente de la caolinización de los feldespatos de las rocas próximas (principalmente de los materiales de la Formación arenas de Utrillas). Otros minerales de la arcilla encontrados más esporádicamente son la esmectita y la clorita, deben tener su origen en el material insoluble contenido en las rocas dolomíticas que constituyen los macizos kársticos. La presencia de esmectita indica unas condiciones altamente conservativas del endokarst, que favorece su permanencia tras los procesos de disolución de la roca. La paragonita únicamente aparece en los rellenos de las cavidades del borde sur del Sistema Central, puesto que este mineral se asocia a rocas metamórficas de grado medio-bajo, que son las predominantes en las proximidades de los macizos kársticos de dicha vertiente de la cadena.
- Los minerales de la arcilla estudiados en los rellenos endokársticos de las cavidades situadas en los bordes del Sistema Central, sugieren que la evolución sufrida por estos ha sido corta, no apreciándose diferencias notables entre muestras procedentes de los diferentes macizos kársticos, cada uno con su situación geomorfológica particular, reflejo de estadios diferentes de la evolución del karst.
- Los restos paleontológicos más antiguos encontrados en las cavidades del Sistema Central corresponden al Pleistoceno inferior-medio. Se ha observado un ligero desfase temporal entre las faunas localizadas en las cuevas del borde sur y del borde norte, siendo más antiguas las de la vertiente meridional. Ello podría ser consecuencia de un sesgo en las observaciones, aunque también podría deberse a que el endokarst del borde sur del Sistema Central quedó antes desmantelado por la erosión, pudiendo haber servido ya desde el Pleistoceno inferior como cobijo a las diferentes especies animales que poblaban la zona.
- La evolución sedimentaria sufrida por las cavidades del centro peninsular está directamente relaciona con las condiciones climáticas regionales que han tenido lugar durante el Cuaternario. La alternancia de periodos fríos y cálidos en el Pleistoceno ha provocado que el endokarst sufriera diferentes fases de relleno y erosión. En la actualidad todavía continúan produciéndose, aunque en menor medida, fenómenos de erosión, y originándose pequeñas dolinas y colapsos que permiten el acceso a nuevas cavidades.

- No se tienen datos precisos del comienzo del relleno del endokarst de la región por sedimentos detríticos. Sin embargo, la situación de algunos depósitos dentro de los conductos subterráneos hace pensar que estos procesos debieron producirse de forma casi inmediata a la formación de dichos huecos, tal vez a partir del Plioceno-Pleistoceno inferior.
- Los análisis geocronológicos realizados en espeleotemas de las cavidades de los bordes del Sistema Central permiten identificar, desde finales del Pleistoceno medio hasta la actualidad, al menos 4 generaciones asociadas a periodos cálidos (estadios isotópicos 7, 5, 3 y 1) y otra más en periodo relativamente frío (estadio isotópico 6). También se reconocen espeleotemas de mayor antigüedad, con edades geocronológicas Th/U superiores a 300.000 B.P.
- Las dataciones (Th/U) realizadas en el sistema kárstico de Valporquero permiten identificar 4 fases de crecimiento de espeleotemas y travertinos, la más antigua con una edad superior a 300.000 B.P. y el resto correspondiente a los estadios isotópicos 5, 3 y 1.
- Los valores isotópicos obtenidos en espeleotemas de cavidades del borde norte del Sistema Central presentan una variación de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -4,2 y -9,3, y de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -3,4 y -10,5; mientras que en el borde sur lo hacen entre -4,4 y -8,8 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y -1,6 y -10,3 ( $\delta^{13}\text{C}$ ). En el macizo de Valporquero los rangos de variación del  $\delta^{18}\text{O}$  oscilan entre -4 y -5,6, mientras que el  $\delta^{13}\text{C}$  lo hace entre 0,4 y -3,6.
- Los valores más bajos de  $\delta^{18}\text{O}$  obtenidos en los espeleotemas de las cavidades estudiadas en el centro peninsular, revelan la existencia de un gradiente climático latitudinal similar al actual. Así, en las cavidades del borde norte y sur del Sistema Central, estos valores son -9,3 y -8,8, respectivamente; mientras que para el macizo de Valporquero es de -5,6. Vemos pues como los valores más negativos (más cálido) corresponden a las cavidades situadas en los bordes del Sistema Central, siendo menos negativos (más frío) los correspondiente a la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica.

## 17. CONCLUSIONES FINALES

Tras la exposición de los principales resultados, se plantean a continuación las conclusiones finales relacionadas con el desarrollo del presente estudio.

- Los macizos kársticos estudiados en la zona centro peninsular se sitúan en las vertientes norte y sur de las sierras de Guadarrama, Somosierra y Ayllón y en el extremo septentrional de la Cuenca del Duero. Se trata de afloramientos de extensión inferior a 120 km<sup>2</sup>, constituidos por rocas carbonatadas de edades paleozoica y mesozoica. En ellos existe una relación directa entre la intensidad de la karstificación y las características petrológicas de los materiales que constituyen los macizos kársticos. Así, las formas endokársticas presentan mayor variedad y se encuentran mejor desarrolladas en los tramos donde la composición de la roca es de carácter dolomítico.
- Existe un marcado control estructural en el desarrollo del karst de las zonas estudiadas. Las fracturas han jugado un papel fundamental en la actuación de los procesos de disolución al constituir las direcciones preferentes para el desarrollo de los mismos. Así, la orientación de las galerías y conductos subterráneos coinciden prácticamente con las diferentes estructuras observadas en el exokarst.
- Las primeras fases de karstificación detectadas en el área estudiada tienen lugar en el Plioceno inferior, tras la estructuración alpina del centro peninsular. Sin embargo, no es hasta el Plioceno superior cuando comienzan a generarse las redes de conductos subterráneos más importantes, fenómeno éste asociado a la formación de las primeras incisiones fluvio-kársticas, como consecuencia de la profundización y encajamiento de la red fluvial Plio-Cuaternaria.
- La incisión de la red fluvial en la zona centro peninsular ha jugado un papel primordial en la evolución del karst de la región. El descenso del nivel de base marcado por los ríos próximos ha provocado, en los macizos kársticos, la profundización de las redes de conductos kársticos hasta llegar a su completo desmantelamiento. Esto ha posibilitado, en ocasiones, la entrada a las cavidades de importantes caudales de agua y materiales detríticos que han producido la colmatación de grandes sectores del endokarst.
- El desarrollo y la variedad de formas exokársticas en los macizos situados en ambos bordes del Sistema Central es relativamente escaso. Dichas formas se limitan a pequeñas extensiones de lapiaz oqueroso, relieves ruiformes e incisiones fluvio-kársticas. Ello puede ser debido a que buena parte de estos macizos se encuentran parcialmente cubiertos por materiales detríticos.
- Se han inventariado más de 180 cavidades repartidas por la práctica totalidad de los macizos estudiados, totalizando más de 32 km de conductos subterráneos. Únicamente cinco de estas cavidades superan los 1.200 m de desarrollo horizontal (Cueva del Reguerillo, sistema kárstico de Valporquero, Cueva de los Enebralejos, Cueva Pepón y Cueva del Jaspe).
- La mayor parte de las cavidades estudiadas en la región se encuentran rellenas por sedimentos detríticos y espeleotemas. Ello ha provocado que solo sean accesibles pequeñas porciones del endokarst debido a la compartimentación del mismo formando pequeños sistemas kársticos aislados unos de otros.

- Los análisis mineralógicos realizados en los depósitos detríticos endokársticos de la zona estudiada ha revelado la relativa homogeneidad existente entre dichos rellenos. Esto es consecuencia directa del elevado grado de dependencia de las características petrológicas de las áreas fuente de dichos sedimentos, así como de las condiciones de transporte hacia el endokarst. Los minerales de la arcilla, por su parte, ponen de manifiesto que la evolución sufrida por estos rellenos ha sido corta, no existiendo grandes diferencias composicionales entre muestras procedentes de los diferentes macizos kársticos.
- Se ha podido observar un ligero desfase temporal entre los restos paleontológicos encontrados en cavidades del borde sur y del borde norte del Sistema Central, siendo más antiguos los existentes en la vertiente meridional y pertenecientes al Pleistoceno inferior. Ello podría ser consecuencia de que el endokarst de esa vertiente de la sierra quedó dismantelado por la erosión con anterioridad, y fue utilizable en consecuencia, como cobijo para las diferentes especies de animales que poblaban la zona.
- Es difícil precisar la edad de las primeras fases de relleno detrítico del endokarst de la zona centro. Sin embargo, por su situación dentro de las cavidades y en el conjunto de los macizos es posible que los primeros episodios de colmatación se produjeran a partir del límite Plioceno-Pleistoceno. Sin embargo, las fases de relleno mejor representadas debieron producirse a finales del Pleistoceno medio (estadios isotópicos 8 y 6), y continuaron produciéndose, aunque con menor intensidad, durante el Pleistoceno superior (estadios isotópicos 4 y 2) y principio del Holoceno.
- Las dataciones absolutas realizadas en la región centro han permitido detectar la formación de espeleotemas y travertinos desde el Pleistoceno inferior (*ca.* 980 ka). También se han reconocido espeleotemas pertenecientes al Pleistoceno medio (*ca.* 300 ka), aunque las generaciones mejor acotadas son las correspondientes a los estadios isotópicos 7, 6, 5, 4, 3 y 1. Cabe destacar la práctica ausencia de formación de espeleotemas durante el último periodo frío del Pleistoceno superior (Tardiglaciario) hasta comienzos del Holoceno (*ca.* 9.000 B.P.).
- Existe una relativa similitud entre los periodos de formación de espeleotemas en cavidades del sur peninsular con el de las cavidades estudiadas en la zona centro. Sin embargo, en estas últimas se observa un ligero desplazamiento del máximo frecuencial correspondiente al estadio isotópico 7 y 5 hacia edades más modernas. Ello podría atribuirse a que la mejora en las condiciones climáticas durante los estadios isotópicos cálidos comenzara afectando antes al sur de la Península Ibérica y se fuera extendiendo progresivamente hacia el norte.
- La formación de espeleotemas y travertinos en la parte final de los estadios isotópicos 6 y 4, observado en la región centro, puede atribuirse al menor tiempo de respuesta que presentan los sistemas kársticos frente a las variaciones ambientales. Ello habría permitido detectar cambios climáticos con anterioridad a los señalados por el registro marino.
- Las técnicas isotópicas empleadas se han mostrado como una herramienta fundamental a la hora de estudiar los depósitos carbonatados endokársticos. Los isótopos estables permiten, cuando se dan condiciones de equilibrio, efectuar estimaciones sobre rangos de variación de paleotemperaturas y sobre el tipo de cobertura vegetal. Por otro lado, aún teniendo en cuenta las limitaciones cronológicas del método, las dataciones Th/U aportan edades absolutas que junto con los isótopos, permiten realizar reconstrucciones paleoambientales en la región estudiada desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad.



## **PARTE VI**

### **BIBLIOGRAFÍA**

## 18. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABISMO (1994): *Proyecto de trabajo: carst de Tamajón-Almiruete*. Informe de trabajo para la Federación Castellano-Manchega. Guadalajara. 53 p.

ADÁN ALVAREZ, G.; ARRIBAS, A.; BARBADILLO, J.; CERVERA GARCÍA, J.; ESTRADA GARCÍA, R.; GARCÍA VALERO, M.A.; JORDÁ PARDO, J.F.; PASTOR MUÑOZ, J.; SÁNCHEZ CHILLÓN, B.; SÁNCHEZ MARCO, A.; SANCHIZ, B. y SESÉ, C. (1995): Prospecciones y excavaciones arqueológicas en el Alto Valle del Jarama (Valdesotos, Guadalajara, Castilla-La Mancha). En R. BALBÍN, J. VALIENTE y M.T. MUSSAT (Coord.). *Arqueología en Guadalajara*. Patrimonio histórico-arqueología, Castilla-La Mancha. 12, 112-124.

AGUIRRE, E.; BERMÚDEZ, J.M.; CARBONELL, E.; ENAMORADO, J. y ROSAS, A. (1987): Cronología y correlaciones preliminares de la trinchera de Atapuerca y la Sima de Ibeas. *Actas VII Reunión Sobre el Cuaternario*, 3-6. Grupo Español del Cuaternario.

ALBERDI, M.T.; HOYOS, M. y GARCÍA CODRÓN, J.C. (1977): Estudio de la fauna y su situación en las cuevas del Congosto y de Las Figuras, Alcorlo (Guadalajara). *Speleon*, 23, 103-119.

ALCOLEA, J.J.; BALBÍN, R.; GARCÍA VALERO, M.A. y CRUZ NAIMI, L.A. (1995a): La cueva del Turismo (Tamajón, Guadalajara): un nuevo yacimiento rupestre paleolítico en la Meseta Castellana. En R. BALBÍN, J. VALIENTE y M.T. MUSSAT (Coord.). *Arqueología en Guadalajara*. Patrimonio histórico-arqueología, Castilla-La Mancha, 12, 126-136.

ALCOLEA, J.J.; GARCÍA VALERO, M.A. y ALCAINA MUÑOZ, A. (1995b): El poblamiento prehistórico antiguo en el sector suroriental del Sistema Central: investigaciones en el Valle Alto del Sorbe (Guadalajara). *Raña*, 19, 37-40.

ALFÉREZ, F.; MOLERO, G.; MALDONADO, E.; BUSTOS, V.; BREA, P. y BUITRAGO, A.M. (1982): Descubrimiento del primer yacimiento cuaternario (Riss-Würm) de vertebrados con restos humanos en la provincia de Madrid (Pinilla del Valle). *Col-Pa, Coloquios de Paleontología*, 37, 15-32. Ed. Universidad Complutense de Madrid.

ALFÉREZ, F.; MOLERO, G. y MALDONADO, E. (1985): Estudio preliminar del úrsido del yacimiento del Cuaternario medio de Pinilla del Valle (Madrid). *Col-Pa, Coloquios de Paleontología*, 40, 59-67. Ediciones de la Universidad Complutense de Madrid.

ALFÉREZ, F. y ROLDÁN GARRIDO, B. (1992): Un molar humano Anteneandertal con patología traumática procedente del yacimiento cuaternario de Pinilla del Valle (Madrid). *Munibe (Antropología-Arkeologia)*, 8, 183-188. San Sebastian.

ALÍA MEDINA, M. (1942): Excursión geológica a Guadalajara, Soria y Logroño. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 40, 137-169.

ALÍA MEDINA, M. (1960): Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 58, 125-162.

ALÍA MEDINA, M. (1976): Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la bóveda Castellano-Extremeña. *Estudios Geológicos*, 32, 229-239.

ALÍA, M.; BABÍN, R.; CADAVID, S.; CAPOTE, R.; CARBÓ, A.; FERNÁNDEZ CASALS, M.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.; ESCORZA, C. y GONZÁLEZ UBANELL, A. (1980): Castilla la Nueva basin in the Iberian Meseta. *Spanish Com. Geodynamics Project Final Report*, 9-31.

ALMARZA MATA, C. (1984): *Fichas hídricas normalizadas y otros parámetros hidrometeorológicos*. Instituto Nacional de Meteorología. Ministerio de Transportes y Comunicaciones. Tomo II, 434 p.

- ALMENDROS, G.; ALVAREZ RAMIS, C. y POLO, A. (1982): Estudio paleobioquímico de la materia orgánica de restos fosilizados de *Frenelopsis* procedentes del supracretácico de Torrelaguna (Madrid). *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 76, (2), 285-302.
- ALMENDROS, G.; MARTÍN, F.; GONZÁLEZ-VILA, F.J. y ALVAREZ RAMIS, C. (1985): Caracterización de las distintas formas de materia orgánica fósil en dos canteras del Cretácico superior de la provincia de Madrid. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 44, (1-2), 1-21.
- ALMENDROS, M.A. y ANTÓN, F.J. (1983): El complejo kárstico-yesífero subterráneo de Pedro Fernández (Estremera, provincia de Madrid). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 5, 55-72.
- ALONSO, A. (1981): El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía*, 7, 320 p. Ediciones de la Universidad Complutense de Madrid.
- ALONSO, J.L. (1987): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la Región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Instituto Fray Bernadino de Sahagún. Diputación Provincial de León, CSIC. 276 p.
- ALONSO, J.L.; ÁLVAREZ, M. y PULGAR, J.A. (1989): Síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 18, 145-153.
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1977): Evolución sedimentológica de la unidad media detrítico-terrágena del Cretácico de la sierra de Pradales (N. de la provincia de Segovia). *Estudios Geológicos*, 33, 517-523.
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1982): Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8, 145-166. Madrid.
- ALONSO, J.L.; PULGAR, J.A.; GARCÍA RAMOS, J.C. y BARBA, P. (1995): Tertiary Basins and Alpine Tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En F. FRIEND y C. DABRIO (Eds.). *Tertiary Basins of Spain*, 214-227. Cambridge University Press.
- ALONSO, A. y VILAS, L. (1976): El tránsito Triásico-Cretácico en la zona de Somolinos. *Estudios Geológicos*, 32, 525-533.
- ALTABLE, O. (1992): *Las Cuevas de Valporquero*. Ed. Edilesa. León, 73 p.
- ALVÁREZ OSORIO, F. (1943): Cueva del Reguerillo, en término de Patones (Madrid). *Boletín de la Real Academia de Historia*, 11-14.
- ALVÁREZ RAMIS, C. y DOUDINGER, J. (1980): Los microfósiles vegetales del Cretácico superior de Torrelaguna. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 78, 205-215.
- ALVÁREZ RAMIS, C. y FERNÁNDEZ MARRÓN, M.T. (1990): Palinomorfos atribuidos a Gimnospermas hallados en niveles supracretácicos del embalse de El Vellón (Madrid). *Actas VIII Simposio de Palinología*, 437-443.
- ALVÁREZ RAMIS, C.; FERNÁNDEZ MARRÓN, M.T. y GÓMEZ PORTER, P. (1992): Presencia de restos de *Glyptostrobus* próximos a la especie actual *G. lineatus* (Poiret) Druce en niveles terminales de la serie supracretácica del borde sur de la Sierra de Guadarrama. Barranco de Patones (Madrid). *Actas III Congreso Geológico de España*, 1, 483-486.
- ANDREO, B.; MARTÍN MARTÍN, M.; MARTÍN ALGARRA, A. y JULIÁ, R. (1999): Travertinos asociados a los manantiales del borde occidental de la Sierra de la Alfaguara (Granada, sur de España). En B. ANDREO, F. CARRASCO y J.J. DURÁN (Eds.). *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*, 175-184. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.
- APARICIO YAGÜE, A. y GARCÍA CACHO, L. (1970): Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español). *Estudios Geológicos*, 26, 297-316.

- ANTÓN, C.; MORELL, H.; PUCH, C. y PEREA, A. (1974): Trabajos de planimetría en la Cueva del Reguerillo. *Actas III Congreso Nacional de Espeleología*, 1, 1-15 Madrid.
- ARANDILLA, P.; HERNÁNDEZ, A.; MARTÍN HERRERO, D. y OLMO ZAMORA, P. (1975): *Mapa geológico de España y memoria, Ocaña*. Escala 1/50.000, hoja 631. IGME.
- ARIAS ORDÁS, C. (1969): Estudio estratigráfico y sedimentología del Cretácico de los alrededores de Guadalix de la Sierra (Madrid). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 1, 309-333.
- ARRIBAS, A. (1989): Nuevos yacimientos de vertebrados del Pleistoceno medio-superior en la provincia de Segovia: intervención de hiénidos y otros carnívoros en su formación. *Resúmenes de Comunicaciones de las V Jornadas de Paleontología*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Valencia, 19-20.
- ARRIBAS, A. (1994a): El yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España). *Geología y Paleontología de micromamíferos. Boletín Geológico y Minero*, 105 (2), 146-166.
- ARRIBAS, A. (1994b): Los macromamíferos del yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España). *Boletín Geológico y Minero*, 105 (2), 344-361.
- ARRIBAS, A. (1995): Consideraciones cronológicas, tafonómicas y paleoecológicas del yacimiento Cuaternario de Villacastín (Segovia, España). *Boletín Geológico y Minero*, 106 (1), 3-22.
- ARRIBAS, A. (1997): Un leopardo, *Phantera pardus* (Linnaeus, 1758), en el Pleistoceno de la Cueva de los Torrejones (Tamajón, Guadalajara, España). *Geogaceta*, 22, 19-22.
- ARRIBAS, A. (1999): *Análisis y modelización de la tafonomía del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada) y su estudio comparativo con otras localidades españolas del Plio-Pleistoceno continental*. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense de Madrid.
- ARRIBAS, A.; DÍEZ, J.C. y JORDÁ, F.J. (1995): El yacimiento cuaternario de la cueva de los Torrejones (Tamajón, Guadalajara, Castilla-La Mancha): resultados preliminares. En R. BALBÍN, J. VALIENTE y M.T. MUSSAT (Coord.). *Arqueología en Guadalajara*. Patrimonio histórico. Arqueología Castilla-La Mancha. 12, 97-110.
- ARRIBAS, A.; DÍEZ, J.C. y JORDÁ, F.J. (1997): Primeras ocupaciones de la Cueva de los Torrejones (Tamajón, Guadalajara): procesos sedimentarios y actividad biológica. *Cuaternario y Geomorfología*, 11 (1-2), 55-66.
- ARRIBAS, A. y JORDÁ, F.J. (1999): Los mamíferos del Cuaternario kárstico de Guadalajara (Castilla-La Mancha, España). En E. AGUIRRE y I. RÁBANO (Coord.). *Las huellas del pasado: Fósiles de Castilla-La Mancha*. Patrimonio histórico. Arqueología Castilla-La Mancha, 16, 327-353.
- ASENSIO AMOR, I. y SÁNCHEZ CELA, V. (1968): Consideraciones sedimentológicas sobre la formación detrítica albense de la provincia de Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Geología). 66 (4), 195-205.
- ATKINSON, T.C.; HARMON, R.S.; SMART, P.C. y WALTHAM, A.C. (1978): Paleoclimatic and geomorphic implications of  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dates on speleothems from Britain. *Nature*, 272, 24-28.
- AUDRA, P. (1994): Karst alpin. Genèse de grands réseaux souterrains. *Karstología Mémoires*, 5, 279 p.
- AYALA, F.J. (Dir.) (1988): Atlas geocéntrico del medio natural de la Comunidad de Madrid. IGME, Dirección General de Medio Ambiente de la Comunidad de Madrid. 83 p.
- AYALA, F.J.; RODRIGUEZ, J.M.; DURÁN, J.J.; DEL VAL, J. y RUBIO J. (1986): *Memoria del mapa del karst en España*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 66 p.

BABÍN, R.; BERGAMÍN, J.; FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, C.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; RIVAS, A.; TEJERO, R. y DE VICENTE, G. (1993): Modélisation gravimétrique de la structure alpine du système central espagnol (secteur NE). *Bulletin de la Société géologique de France*, 164, 385-393.

BABÍN, R. y GÓMEZ, D. (1997): La tectónica alpina en el borde norte del Sistema Central español y su enlace con la cuenca del Duero. *Estudios Geológicos*, 53, 221-228.

BABÍN, R. y GÓMEZ, D. (1998): Los cabalgamientos alpinos y fallas asociadas de la región Centro-Oriental del Sistema Central Español (Borde Norte). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Sección Geológica), 94, 5-15.

BAQUERO, J.C. (1992): Cueva de Valporquero. *Tecnoambiente*, 17, 81-88.

BARAHONA, E. (1974): *Arcillas de ladrillería de la Provincia de Granada. Evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 309 p.

BAREA, J.; DURÁN, J.J.; GINER, J.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1999): La fracturación en la Cueva de los Enebralejos, Segovia, borde norte del Sistema Central. En B. ANDREO, F. CARRASCO y J.J. DURÁN (Eds.). *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*, 57-64. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.

BAREA, J.; DURÁN, J.J.; HEREDIA, N.; JULIÁ, R.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J.; QUINTANA, L. y VALLEJO, M. (1998a): Geomorfología del sistema kárstico de Valporquero (León, Cordillera Cantábrica). En A. GÓMEZ ORTIZ y F. SALVADOR FRANCH (Eds.). *Investigaciones recientes de la geomorfología española*, 31-38. Universidad de Barcelona.

BAREA, J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J. y DURÁN, J.J. (1997a): Geomorfología y evolución del karst en el macizo de Tamajón (Sistema Central). *Boletín Geológico y Minero*, 108 (1), 45-56.

BAREA, J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J.; DURÁN, J.J. y ARRIBAS, A. (1998b): El macizo kárstico de Tamajón (Guadalajara, Sistema Central): elementos geológicos singulares de interés patrimonial. En J.J. DURÁN y M. VALLEJO (Eds.). *Comunicaciones de la IV reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico*, 41-44. Sociedad Geológica de España. Madrid.

BAREA, J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J. y TORRES, T. (1997b): Geología y evolución del karst del Cerro de La Oliva (Patones, Madrid). En C. FIERRO (Coord.): *La Cueva del Reguerillo y su entorno: un estudio multidisciplinar*, 19-24. Comisión de Conservación de Cavidades. Federación Madrileña de Espeleología.

BAREA, J. y REJOS, J. (1995): Aportaciones sobre el karst de Tamajón (Guadalajara). *Boletín espeleológico SECJA*, 1, 28-36.

BAREA, J. y REJOS, J. (2000): Últimas exploraciones en el karst de Tamajón (Guadalajara). *Boletín espeleológico SECJA*, 2, 47-53.

BARETTINO, D. (Coord.) (1995a): *Karst del Cerro de la Oliva (Torrelaguna, Madrid) y zonas adyacentes*. Proyecto: CE-FI2W-CT91-0075 (Paleoclimatological revision of climate evolution in western mediterranean region). Subproyecto: Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles. Instituto Tecnológico Geominero de España. Informe inédito. 126 p.

BARETTINO, D. (Coord.) (1995b): *Travertinos fluviales de Priego (Cuenca)*. Proyecto: CE-FI2W-CT91-0075 (Paleoclimatological revision of climate evolution in western mediterranean region). Subproyecto: Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles. Instituto Tecnológico Geominero de España. Informe inédito. 121 p.

BARETTINO, D. (Coord.) (1995c): *Travertinos fluviolacustres del río Blanco (Soria)*. Proyecto: CE-

- FI2W-CT91-0075 (Paleoclimatological revision of climate evolution in western mediterranean region). Subproyecto: Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles. Instituto Tecnológico Geominero de España. Informe inédito. 109 p.
- BARETTINO, D. (Coord.) (1995d): *Travertinos lacustres de Banyoles (Gerona)*. Proyecto: CE-FI2W-CT91-0075 (Paleoclimatological revision of climate evolution in western mediterranean region). Subproyecto: Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles. Instituto Tecnológico Geominero de España. Informe inédito. 64 p.
- BARETTINO, D. (Coord.) (1995e): *Travertinos fluviolacustres de Tolox (Málaga)*. Proyecto: CE-FI2W-CT91-0075 (Paleoclimatological revision of climate evolution in western mediterranean region). Subproyecto: Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles. Instituto Tecnológico Geominero de España. Informe inédito. 98 p.
- BASCONES, L.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y MARTÍNEZ ÁLVAREZ, F. (1980) (Dir.): *Mapa geológico de España y memoria, Hiendelancina*. Escala 1/50.000, hoja 460. IGME.
- BASTIN, B. (Coord.) (1988): Colloque international de sédimentologie karstique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 111. 199 p. Hans-sur-Lesse, Bélgica.
- BELLIDO, F. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1991a) (Dir.): *Mapa Geológico de España y memoria, Buitrago de Lozoya*. Escala 1/50.000, hoja 484. IGME. 105 p.
- BELLIDO, F. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1991b) (Dir.): *Mapa Geológico de España y memoria, Prádena*. Escala 1/50.000, hoja 458. IGME. 103 p.
- BENAVENTE, J. y SÁNZ DE GALDEANO, C. (1985): Relación de las direcciones de karstificación y del termalismo con la fracturación en las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 41. 177-188.
- BENITO, A.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. y SANTONJA, M. (1998): Terrazas rocosas, aluviales y travertínicas del valle alto del río Henares (Guadalajara, España). *Geogaceta*, 24, 55-58.
- BERGAMÍN, J. y TEJERO, R. (1994): Interpretación de la estructura de la zona NE de la Cuenca de Madrid mediante datos gravimétricos. *Cuaderno Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19, 215-227.
- BIELSA, J. y GUTIÉRREZ, J. (1999): *Guía de la Cueva de los Enebralejos*. Ed. Club de Espeleología Talpa. 64 p. Madrid.
- BINI, A.; QUINIF, Y.; SULES, O. y UGGERI, A. (1992): Evidences de tectonique récente dans les grottes du M. Campo de Fiori (Lombardie, Italie). *Karstologia*, 19, 23-30.
- BIROT, P. y SOLÉ SABARÍS, L. (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central española*. Instituto Juan Sebastián Elcano. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 87 p.
- BODOQUE, J.M. y CHICHARRO, E. (1999): *Dinámica y configuración de los sistemas naturales en la Hoz del río Riaza*. Colección Naturaleza y Medio Ambiente, Caja de Segovia. 92 p. Segovia
- BÖGLI, A. (1980): *Karst hydrology and physical speleology*. Ed. Springer-Verlag, Berlin. 284 p.
- BOWEN, R. (1966): Oxygen isotopes as climatic indicators. *Earth Science Reviews*, 2-3, 99-224.
- BREUIL, H. (1920): Miscellanea d'art rupestre. Cueva del Reguerillo près Torrelaguna (Madrid). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. XX, 376 p.
- BROSCHKE, K.U. (1978): Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica.

Traducción española J. Pujiula en: *Estudios Geográficos*, 39 (151), 131-161.

BROSCHÉ, K.U. (1982): Formas periglaciares antiguas en la Península Ibérica. Posibilidades de una consideración climática. *Estudios Geográficos*, 43 (166), 5-16.

BULLÓN MATA, T. (1988): *El sector occidental de la Sierra de Guadarrama*. Consejería de Política Territorial. Comunidad Autónoma de Madrid. 238 p.

BULLÓN, T.; ACEVEDO, J.L. y VIDAL, J.R. (1980): El karst del Duratón. *Espeleotécnica*, 1, 73-85. Comité Regional Castellano-centro de Espeleología. Madrid.

CABERO, V. y ROMERO, T. (1997): El soporte medioambiental en el entorno de la Cueva de La Griega. En F. CORCHÓN (Coord.). La Cueva de la Griega de Pedraza (Segovia). *Arqueología en Castilla y León. Memorias*, 3, 13-28. Junta de Castilla y León.

CABRA, P.; GOY, J.L.; HOYOS, M. y ZAZO, C. (1983): Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las deformaciones superficiales del sector meridional de la sierra de la Cabrera. *Tecniterrae*, 51, 32-42.

CADAVID, S.; CORRAL, A. y PORTERO, J.M. (1971): Investigación estructural y geofísica en la región de Sepúlveda (Segovia). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 69, 145-173.

CALVO, B. (1995). Valporquero (Últimas exploraciones). *Subterránea*, 4, 8-9.

CALVO, J.P.; ALONSO ZARZA, A.M.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; ORDOÑEZ, S.; RODRÍGUEZ ARANDA, J.P. y SANZ MONTERO, M.E. (1996): Sedimentary evolution of lake systems through the Miocene of the Madrid Basin: paleoclimatic and paleohydrological constraints. En P. FRIEND y C. DABRIO (Eds.). *Tertiary basins of Spain*, 272-277. Cambridge University Press.

CALVO, J.P.; DE VICENTE, G. y ALONSO ZARZA, A.M. (1991): Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español del Terciario*, 55-58.

CANTILLANA, R.; QUINIF, Y. y MAIRE, R. (1986) : Uranium-thorium dating of stalagmites applied to study the Quaternary of the Pyrénées (France) : the example of the "Gouffre de la Pierre San Martin". *Chemical Geology*, 57, 137-144.

CAPOTE, R; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7, 20-22.

CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1978): La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo. *Boletín Geológico y Minero*, 89, 114-122.

CARANDELL, J. (1914): Las calizas cristalinas del Guadarrama. Publicaciones Junta Amplia. Estudios e Investigaciones Científicas. *Trabajos Museo Nacional de Ciencias Naturales*, 8, 69 p.

CARANDELL, J. (1928): Influencia de las diaclasas en la morfología de la Sierra de Guadarrama. *Conferencias y Reseñas Científicas de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, III, 125-131.

CARBÓ, A. y CAPOTE, R. (1985): Estructura de la corteza en el Sistema Central español e implicaciones geotectónicas. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*. LXXIX-4, 625-633.

CASCOS MARAÑA, C.S. (1991): *La Serrezuela de Pradales. Estudio geomorfológico*. Serie Geografía, 3, 606 p. Universidad de Valladolid.

CASTAÑÓN, J.C. (1989): *Las formas del relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano*. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad de Oviedo.

- CASTAÑÓN, J.C. y FROCHOSO, M. (1990a): Problemas de identificación de fases glaciares previas al Würm en las montañas Cantábricas. En. A. Cearreta y F. Ugarte (Ed.): *The late Quaternary in the western pyrenean region*. Servicio editorial Universidad del País Vasco. 313-318. Vitoria.
- CASTAÑÓN, J.C. y FROCHOSO, M. (1990b): La glaciación Würm en las montañas cantábricas. En. A. Cearreta y F. Ugarte (Ed.): *The late Quaternary in the western pyrenean region*. Servicio editorial Universidad del País Vasco. 319-332. Vitoria.
- CASTAÑÓN, J.C. y FROCHOSO, M. (1994): El periglacialismo de la Cordillera Cantábrica. En A. GÓMEZ ORTIZ (Ed.). *El periglacialismo de la Península Ibérica de Canarias y Baleares*. Sociedad Española de Geomorfología. Monografías 7, 75-91.
- CASTELLO, R y ERASO, A. (1975): Estudio geoquímico del karst del río Duratón. Relación entre la litofaciedad y el contenido salino del agua. *Annales de spéléologie*, 30 (4), 591-608.
- CENTENO, J.D.; PEDRAZA, J. y ORTEGA, I. (1983): Estudio geomorfológico, clasificación del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glacial. *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural*, 81, 153-171.
- CHOPPY, J. (1987): Roches carbonatées et karstification. *Phénomènes karstiques- Serie 41: Le facteur lithologique*. 75 p. Spéléo-Club de Paris. Paris.
- COMTE, P. (1959): *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. Memorias del Instituto Geológico y Minero de España, 60, 440 p.
- CORCHÓN, F. (1976): *Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid-Guadalajara)*. Servicio Geológico de Obras Públicas. Boletín, 40. 189p. Madrid.
- CORCHÓN, F. (Coord.) (1997): La Cueva de la Griega de Pedraza (Segovia). *Arqueología en Castilla y León. Memorias*, 3. Junta de Castilla y León. 279 p.
- CORTÁZAR, D. (1891): Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, tomo XVII. Madrid.
- COWLING, R.M. (1982): The occurrence of C-3 and C-4 grasses in fynbos and allied scrublands in the SE Cape, South Africa. *Oecologia*, 58, 121-127.
- CRAIG, H. (1961): Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen 18 in natural waters. *Science*, 133, 1833-1834.
- CRAIG, H. (1965): The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. En E. TONGIORDI (Ed.). *Stables isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*. 161-182. Spoleto, Consiglio Nazionale delle Recherche, Labor. Geologia Nucleare. Pisa.
- CRCCE (1979): *Avance al catálogo de cavidades de la provincia de Segovia*, 1. 47-81. Comité Regional Castellano-centro de Espeleología. Madrid.
- DE LA CONCHA, S. (1953): *Mapa geológico de Valdepeñas de la Sierra*. Hoja 485, escala 1/50.000. IGME, 1ª serie.
- DEL ALBA, S.; SALDAÑA, A.; IBAÑEZ, J.J.; ZINCK, A. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1993): Repercusiones de la evolución de los sistemas de incisión fluvial sobre la complejidad de los paisajes geomorfológicos en áreas con superficies de tipo raña. En A. PINILLA (Coord.). *La raña en España y Portugal*. Centro Superior de Investigaciones Científicas, 81-93.
- DEL VAL, J. y HERNÁNDEZ, M. (1989): El karst en el Macizo Hespérico. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El karst en España*. Monografía, 4, 217-229. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid.



- DELANNOY, J.J. y DÍAZ, J.L. (1986): La Serranía de Grazalema (Málaga-Cádiz). *Karstologia Mémoires*, 1, 54-70.
- DELANNOY, J.J. y GUENDON, J.L. (1986): La Sierra de Las Nieves y la Sima G.E.S.M. Estudio geomorfológico y espeleológico. *Karstologia Mémoires*, 1, 71-85.
- DELANNOY, J.J. ; GUENDON, J.L. ; QUINIF, Y. y ROIRON, P. (1993) : Formaciones travertínicas del piedemonte mediterráneo de la serranía de Ronda (Málaga). *Cuadernos de Geografía*, 54, 189-222.
- DELANNOY, J.J. y MORVERAND, P. (1989): Contribution a la connaissance de la karstogenèse du massif de la Peña Lavalle. En P. MORVERAND (Coord.). *Trente années d'exploration dans le Cueto et la Coventosa (Cantabria, Espagne)*. Spéléo-Club de Paris, mémoire, 15, 81-95.
- DELGADO, L. (1999): Edad U/Th de los travertinos del Pleistoceno superior del área de las Yeguas y sus implicaciones en la evolución geomorfológica de la cuenca de Tabernas, Almería (SE de España). En L. PALLÍ y C. ROQUÉ (Eds.). *Avances en el estudio del Cuaternario español*. 147-152. Girona. Asociación española para el estudio del Cuaternario y Universidad de Girona.
- DE MARCELO, G. y DÍEZ, A. (1998): José Torrubia y el nacimiento de la Espeleología Científica en España. *Geogaceta*, 24, 223-226.
- DE MARCELO, G.; DÍEZ, A. y LUQUERO, M.A. (1997): La Espeleología científica en la provincia de Segovia durante los siglos XVIII y XIX. *Actas 7º Congreso Español de Espeleología*. 211-219. Barcelona.
- DE VICENTE MUÑOZ, G. (1985): Geometría de las cuencas pérmicas en la zona de Tamajón en base a datos gravimétricos. *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, III, 165-178.
- DE VICENTE MUÑOZ, G. (1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 317 p.
- DE VICENTE, G.; CALVO, P. y MUÑOZ MARTÍN, A. (1996a): Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin. En P. FRIEND y C. DABRIO (Eds.). *Tertiary basins of Spain*, 268-271. Cambridge University Press.
- DE VICENTE, G. y CARBÓ, A. (1986): Localización de fallas neotectónicas mediante VLF-EM en el borde sur del Sistema Central (Zona de Tamajón). *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, IV, 213-228.
- DE VICENTE, G.; GINER, J.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y RODRÍGUEZ PASCUA, M. (1996b): Determination of the present day stress tensor and the neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266 (1-4), 405-425.
- DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1991): *Las deformaciones alpinas en el Sistema Central español*. III Reunión de la comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España. Madrid. 140 p.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; BERGAMÍN, J.F.; TEJERO, R.; BABÍN, R.; RIVAS, A.; ENRILE, J.L.; GINER, J.; SÁNCHEZ SERRANO, F.; MUÑOZ, A. y VILLAMOR, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. *III Congreso Geológico de España*, 1, 284-288. Salamanca.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; CALVO, J. P.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. y RODRÍGUEZ PASCUA, M. (1994): Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19, 175-190. Coruña.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; GINER ROBLES, J.; MUÑOZ-MARTÍN, A. y

- RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A. (1996c): Structure and alpine evolution of the Madrid Basin. En P. FRIEND y C. DABRIO (Eds.). *Tertiary basins of Spain*, 263-266. Cambridge University Press.
- DIÉGUEZ, M.C. (1986): Nuevo yacimiento de flora albense en la vertiente sur de la Sierra de Guadarrama. Soto del Real (Madrid). *Estudios Geológicos*, 42 (4-5), 361-364.
- DÍEZ HERRERO, A.; PEDRAZA GILSANZ, J. y SÁNCHEZ VAQUERO, J. (1996): *Fisiografía y paisaje de las Hoces del Duratón*. XII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural. 54 p.
- DODGE, G. (1979): Microfacies carbonatés et karstification du Causse Comtal (Aveyron, France). *Actes du Symposium international sur l'érosion karstique*, 191-197. Aix en Provence-Marseille-Nîmes.
- DUPLESSY, J.C.; LABEYRIE, J.; LALOU, C. y NGUYEN, H.V. (1970): Continental climatic variations between 130.000 and 90.000 years BP. *Nature*, 226, 631-633.
- DUPLESSY, J.C.; LALOU, C.; DELIBRIAS, G. y VAN NGUYEN H. (1972): Datations et études isotopiques des stalagmites. Applications aux paléotempératures. *Annales de Spéléologie*, 27 (3), 445-464.
- DUPLESSY, J.C.; LALOU, C. y GOMES DE AZEVEDO, A.E. (1969): Études des conditions de concrecionnement dans les grottes au moyen des isotopes stables d'oxygène et du carbone. *Comptes Rendus de l'Académie de Science de Paris. Serie D*, 268, 2327-2330.
- DURÁN, J.J. (1989). Geocronología de los depósitos asociados al karst en España. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El karst en España*. Monografía, 4, 243-256. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid.
- DURÁN, J.J. (1996): *Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo occidental*. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 409 p.
- DURÁN, J.J.; DEL VAL, J. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1989): El karst de las depresiones del Tajo y del Duero. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El karst en España*. Monografía, 4, 211-216. Madrid. Sociedad Española de Geomorfología.
- DURÁN, J.J.; GUMIEL, P.; CARRASCO, F.; ANDREO, B.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1998a): Recent fracturing in speleothems of big cavities: study and modelling attempt at the Nerja Cave (Betic Cordillera, Spain). *Spéléochronos*, hors-série, 65-69.
- DURÁN, J.J.; GRÜN, R. y FORD, D.C. (1992): Geocronología evolutiva de la Cueva de Ardales desde el Pleistoceno Superior hasta la actualidad y su relación con los cambios climáticos. En *Cueva de Ardales. Su recuperación y estudio*, 57-66. Ayuntamiento de Ardales. Málaga.
- DURÁN, J.J.; GRÜN, R. y FORD, D.C. (1993): Dataciones geocronológicas absolutas (método ESR y series de Uranio) en la cueva de Nerja y su entorno. Implicaciones evolutivas, paleoclimáticas y neosismotectónicas. *Trabajos sobre la Cueva de Nerja*, 3, 233-248. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.
- DURÁN, J.J.; GRÜN, R. y SORIA, J.M. (1988a): Aportación del estudio geocronológico de espeleotemas y travertinos al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en la Península Ibérica y Baleares. *Actas II Congreso Geológico de España*, 1, 383-386. Granada. Sociedad Geológica de España.
- DURÁN, J.J.; GRÜN, R. y SORIA, J.M. (1988b): Edad de las formaciones travertínicas del flanco meridional de la Sierra de Mijas (provincia de Málaga, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 5, 61-63.
- DURÁN, J.J. y HEREDIA, N. (Dir.) (1997): *Estudio de la Cueva y el karst de Valporquero*. Diputación Provincial de León e Instituto Tecnológico Geominero de España. Informe inédito. 95 p.

- DURÁN, J.J. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (Eds.) (1989): *El karst en España*. Monografía, 4. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid. 414 p.
- DURÁN, J.J. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1999): Datación e interpretación paleoambiental de una secuencia endokárstica pleistocena del sur de la Península Ibérica. En L. PALLÍ y C. ROQUÉ (Eds.). *Avances en el estudio del Cuaternario español*. Gerona. 159-164.
- DURÁN, J.J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J.; DALLAI, L.; BRUSCHI, G.; CABALLERO, E.; JIMÉNEZ DE CISNEROS, C. y JULIÁ, R. (2000): Palaeoenvironmental reconstruction based on a detailed stable isotope analysis and dating of a Holocene speleothem from Valporquero Cave, Northern Spain. *Geogaceta*, 27, 63-66.
- DURÁN, J.J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J.; SÁNZ DE GALDEANO, C.; GUMIEL, P.; CARRASCO, F.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y ANDREO, B. (1998b): Relationships between lineaments, fracturing and caves in a karstic massif from the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain). *Spéléochronos*, hors-série, 71-74.
- DURÁN, J.J.; VALLEJO, M.; HERRÁEZ, I. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1999): Primeros resultados sobre la caracterización hidroquímica y evolución espacial de las aguas del sistema kárstico de Valporquero, Cordillera Cantábrica. En B. ANDREO, F. CARRASCO y J.J. DURÁN (Eds.). *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*, 381-391. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.
- EK, C. (1986): Les remplissages des grottes, concrétions et dépôts détritiques. *Jornadas sobre el karst de Euskadi*. II, 77-104. San Sebastian.
- EK, C. y QUINIF, Y. (1988): Les sédiments détritiques des grottes: aperçu synthétique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 111, 1-7.
- ELÍAS, F. y RUÍZ BELTRÁN, L. (1981): *Estudio agroclimático de la región Castilla-La Mancha*. Departamento de Agricultura. Junta de Comunidades Castilla-La Mancha. Madrid. 247 p.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. *Journal Geology*, 63, 538-578.
- EMRICH, K.; EHHALT, D.H. y VOGEL, J.C. (1970): Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*, 8, 363-371.
- EPSTEIN, S. y MAYEDA, T.K. (1953): Variation of the  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratio in natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 213-224.
- ERASO, A. (1986): Método de predicción de las direcciones de drenaje en el karst. *Kobie*, 15, 15-165.
- ERASO, A.; GRAIÑO, S.; ALONSO, F.; BULLÓN, T.; GARCÍA, R.; LÓPEZ-ACEVEDO, V.; SANTOS, V.; TORRES, T.; PEDRAZA, J.; MORELL, H.; CASTELLO, R. y MORA, J. (1980): Estudio del karst del Duratón (Segovia). *Kobie*, 10 (I), 53-127.
- FALLOT, F. y BATALLER, J.R. (1927): Sur la bordure nord-est du Massif Crétacé du Bas-Aragon. *Comptes Rendus de l'Académie de Science de Paris*, 184, 1467-1470.
- FERNÁNDEZ, M. (1979): *Avances a los catálogos de cavidades de las provincias de Madrid y Segovia*. (2ª edición). Federación Madrileña de Espeleología. 81 p.
- FERNÁNDEZ, M. (1993): *Catálogo de cavidades de la Comunidad de Madrid*. Ed. Abeto, Federación Madrileña de Espeleología. Madrid. 51p.
- FERNÁNDEZ, M. y MARTÍN, P. (1982): *Catálogo de cavidades de Guadalajara*. Federación Castellana Centro de Espeleología. Madrid. 138 p.

- FERNÁNDEZ, P.; CENTENO, J.D.; BARDAJÍ, T. y SANZ, M.A. (1991): *Mapa geológico de España y memoria, Buitrago de Lozoya* (Geomorfología). Escala 1/50.000, hoja 484. 78-90. ITGE.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, P. (1988): *Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Santa María de Nieva (Segovia)*. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 336 p.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, F. y MORENO JIMÉNEZ, A. (1983): Elaboración automática del mapa de isoyetas en un área montañosa del centro peninsular. *VII Coloquio de Geografía*, I. 23-29. Asociación de Geógrafos Españoles. Salamanca.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1915): Monografía geológica del valle de Lozoya. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*. Serie Geológica, 12. 100 p.
- FIERRO, C. (Coord.) (1997): *La Cueva del Reguerillo y su entorno: un estudio multidisciplinar*. Comisión de Conservación de Cavidades. Federación Madrileña de Espeleología. 80 p.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A. y MELÉNDEZ, A. (1982): Cameros-Castilla. El Cretácico superior. En A. GARCÍA (Coord.): *El Cretácico de España*. 387-453. Universidad Complutense de Madrid.
- FLORSCHÜTZ, F.; MENÉNDEZ AMOR, J. y WIJMSTRA, T.A. (1971): Palynology of a thick Quaternary succession in Southern Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 10, 233-261.
- FONTES, J.C.; GASSE, F.; CALLOT, Y.; PLAZIAT, J.C.; CARBONEL, P.; DUPEUBLE, P.A. y KACZMARSKA, I. (1985): Freshwater of marine-like environments from Holocene lakes in northern Sahara. *Nature*, 217, 608-610.
- FORTI, P. y POSTPISCHL, D. (1984). Seismotectonic and paleoseismic analyses using karsts sediments. *Marine Geology*, 55, 145-161.
- FORTI, P. y POSTPISCHL, D. (1987). Seismotectonics and radiometric dating of karst sediments. En C. MARGOTTINI. y L. SERVA (Eds.). *Workshop on historical seismicity of central-eastern Mediterranean region*, 321-332. ENEA-IAEA. Roma.
- FRÄNZLE, O. (1959): Formaciones glaciares y periglaciares en el sector oriental del Sistema Central. Traducción española J. Sagredo (1978) en: *Estudios Geográficos*, 39 (151), 203-231 y (152), 363-418.
- FRIEDMAN, I. y O'NEIL, J.R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. En M. FLEISCHER (Ed.). *Data of geochemistry Geol. Surv. Prof. Paper*. 440 p.
- FROCHOSO, M. (1980): *Geomorfología del valle del Nansa*. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad de Oviedo. (Microfichas).
- FROCHOSO, M. y CASTAÑÓN, J.C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En A. GÓMEZ ORTIZ y A. PÉREZ ALBERTI (Eds.). *Las huellas glaciares de las montañas españolas*, 65-137. Universidad de Santiago de Compostela.
- FUSTER, J.M. y FEBREL, T. (1959): *Mapa geológico de Torrelaguna*. Hoja 509, escala 1/50.000. IGME, 1ª serie.
- GABALDÓN, V. Y RUÍZ REIG, P. (1982): *Mapa geológico de España y memoria, Atienza*. Escala 1/50.000, hoja 433. IGME, 45 p.
- GAIDA, R. y RADTKE, O. (1983): Datation de tufs calcaire quaternaire du Baixo Alentejo par les méthodes de Th/U et ESR. *Finisterra*, 18, 107-111.
- GALLARDO, J.; ALVAREZ, A.M. y CALA, V. (1987a): Suelos con frangipan, indicadores de permafrost. *Actas del VII Reunión sobre el Cuaternario*, 81-84. AEQUA.

GALLARDO, J.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. y BENAYAS, J. (1987b): Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle del Henares-Alto Jarama. *Boletín Geológico y Minero*, XCVIII-I, 27-39.

GARAY MARTÍN, P. y LÓPEZ LIMIA, B. (1986): Consideraciones morfométricas y genéticas sobre perforaciones cilindroideas en el lapiaz. Estudio comparativo en el karst español. *Actas 9º Congreso Internacional de Espeleología*, 1, 139-142. Barcelona.

GARCÍA, A. (Coord.) (1982): *El Cretácico de España*. Universidad Complutense. Madrid. 680 p.

GARCÍA, A.; GARCÍA HIDALGO, F.J.; SEGURA, M.; GIL, J.; CARENAS, B. y RUIZ, G. (1996a): Secuencias deposicionales del Cretácico superior no terminal (Turoniense superior-Campaniense inferior) en la zona central de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Sistema Central). *Geogaceta*, 20 (1), 123-126.

GARCÍA, A.; GIL, J. y SEGURA, M. (1996b): La terminación sobre el Macizo Hespérico de las plataformas sedimentarias cretácicas del Surco Ibérico, a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Carpetana (Guadalajara y Madrid). En M. SEGURA, I. BUSTAMANTE y T. BARDAJI (Eds.). *Itinerarios geológicos desde Alcalá de Henares*, 247-269. Universidad de Alcalá de Henares.

GARCÍA, A.; SEGURA, M.; GARCÍA HIDALGO, J.F.; RUÍZ, G.; GIL, J. y CARENAS, B. (1996c): Discontinuidades estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico medio (Albiense superior-Turoniense medio) en la Cordillera Ibérica central y el Sistema Central meridional. *Geogaceta*, 20 (1), 119-122.

GARCÍA AÑIBARRO, J. y SANZ RODRÍGUEZ, H. (1989): Introducción al estudio de los grabados del solape del Aguila en el río Duratón. *Mesetaria*, 3, 3-7.

GARCÍA DE PEDRAZA, L. y REIJA GARRIDO, A. (1994): *Tiempo y clima en España*. Ed. Dossat. Madrid. 410 p.

GARCÍA HIDALGO, J.F.; SEGURA, M.; GARCÍA, A. y CARENAS, B. (1992): 2nd, 3rd, 4th and 5th order System Tract in the middle-upper Cretaceous of the Iberian Ranges (Spain). *Sequence Stratigraphy of European Basins*, 196-197. CNRS-IFP. Dijon.

GARCÍA VALERO, M.A. (1997): Estudio arqueológico de la cueva del Reguerillo. En C. FIERRO (Coord.). *La Cueva del Reguerillo y su entorno: un estudio multidisciplinar*. 28-36. Comisión de Conservación de Cavidades. Federación Madrileña de Espeleología.

GARCÍA YAGÜE, A. (1973): *Informe geológico sobre los trabajos realizados en el túnel Sorbe-Jarama. Tamajón (Guadalajara)*. Informe nº 1303. Servicio Geológico Obras Públicas. Madrid.

GARZÓN HEIDT, N.G. (1980): *Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español)*. Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 425 p.

GARZÓN HEIDT, N.G. y FERNÁNDEZ GARCÍA, P. (1993): Las capturas fluviales de los ríos Voltoya, Zorita, Moros y Eresma, sus implicaciones geológicas. *El Cuaternario de España y Portugal*. IGME, 2, 849-859.

GASSE, F.; TÉHET, R.; DURAND, A.; GILBERT, E. y FONTES, J.Ch. (1990): The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature*, 346, 141-146.

GAT, J.R. y GONFIANTINI, R. (Eds.) (1981): *Stable isotope hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the Water Cycle*. Technical reports series. International Atomic Energy Agency, 210, 337 p. Viena.

GET (1971): *Memorias del grupo espeleológico GET*. Madrid. 14 p.

- GET y SECJA (1991): Aportación a catálogos regionales. *Boletín GET*, 6, 53-57. Madrid.
- GEWELT, M. y EK, C. (1988): Les concrétions carbonatées des grottes: aperçu synthétique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 111, 9-19.
- GÈZE, B. (1973): Léxique des termes français de spéléologie physiques y karstologie. *Annales de Spéléologie*, 28, 1-20.
- GIL, J. (1993): *Estratigrafía secuencial del cretácico del borde meridional del Sistema Central en el sector de San Agustín de Guadalix-Pálmaces de Jadraque (provincias de Madrid y Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 241 p.
- GIL, J. y GARCÍA, A. (1996): El Cretácico del borde meridional del Sistema Central: unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geológicos*, 52, 37-49.
- GIL, J.; GARCIA, A. y SEGURA, M. (1993): Secuencias deposicionales del Cretácico en el flanco sur del Sistema Central. *Geogaceta*, 13, 43-45.
- GIL, J.; SEGURA, M. y GARCIA, A. (1999): Stratigraphic and sedimentologic analysis of the cretaceous at Barranco de las Cuevas (Patones, Madrid): a Geological interest site in the Community of Madrid. En D. Barettino, M. Vallejo y E. Gallego (Eds.). *Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millenium*, 172-176. Madrid.
- GILLI, E. (1986): Néotectonique dans les massifs karstiques, un exemple dans les Préalpes de Nice: la grotte des Deux Gourdes. *Karstologia*, 8, 50-52.
- GINER, J. L. (1993): *Actividad tectónica reciente en el borde oriental de la Cuenca de Madrid*. Tesis de Licenciatura (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 300 p.
- GINER, J. L. (1996): *Análisis neotectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 268 p.
- GINER, J. L. y DE VICENTE, G. (1995): Crisis tectónicas recientes en el sector central de la Cuenca de Madrid. En T. ALEIXANDRE CAMPOS y A. PÉREZ GONZÁLEZ (Eds.). *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Monografías del centro de Ciencias Medioambientales, 3, 141-162. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- GINER ROBLES, J. L.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1994): Neotectónica del borde oriental de la cuenca de Madrid. *Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19, 191-202.
- GINER, J. L.; DE VICENTE, G. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1996a): Neotectónica de la cuenca de Madrid. En M. SEGURA, I. BUSTAMANTE y T. BARDAJI (Eds.). *Itinerarios geológicos desde Alcalá de Henares*, 191-205. Universidad de Alcalá de Henares.
- GINER, J. L.; DE VICENTE, G.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; SÁNCHEZ CABAÑERO y PINILLA, L. (1996b): Crisis tectónicas cuaternarias en la cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 20 (4), 842-845.
- GINÉS, J. y GINÉS, A. (1993) : Dataciones isotópicas de espeleotemas freáticos recolectados en cuevas costeras de Mallorca (España). *Endins*, 9, 9-15.
- GINÉS, J. y GINÉS, A. (1995): Speleochronological aspects of karst in Mallorca. En Ginés, A. y Ginés, J. (Eds.). *Karst and caves in Mallorca*. Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears. *Endins*, 20, 99-112.
- GINÉS, A. ; GINÉS, J.; FORNÓS, J.J. y TUCCIMEI, P. (1999): Dataciones isotópicas de espeleotemas procedentes de cuevas costeras de Mallorca. Estado actual de las investigaciones. En B. ANDREO, F. CARRASCO y J.J. DURÁN (Eds.). *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al*

conocimiento geológico, 143-152. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.

GLADFELTER, B.C. (1971): *Meseta and campiña landforms in Central Spain. A geomorphology of the Alto Henares Basin*. Research Paper of Chicago University, 130, 240 p.

GOICOECHEA, P.; DOBLAS, M.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. y UBANELL, A.G. (1991): Estudio cinemático de las fallas alpinas que delimitan la fosa tectónica del Lozoya (Sistema Central). *Geogaceta*, 9, 24-27.

GOIKOETXEA, I. (1992): Análisis sedimentológico e isotópico (U/Th) del depósito de la Sala Roncal de la Sima Budoguía-56 (Larra-Pirineo Navarro). *Príncipe de Viana (suplemento de Ciencias)*, 11/12, 281-292.

GÓMEZ PORTER, P. (1984): Nota sobre la macroflora del Cretácico superior del embalse del Vellón. *Colpa*, 39, 61-64.

GONFIANTINI, R. (1981): The  $\delta$ -notation and the mass-spectrometric measurement techniques. En J.R. GAT y R. GONFIANTINI (Eds.). *Stable isotope hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the Water Cycle*, 210, 35-84. Technical reports series. International Atomic Energy Agency. Viena.

GONZÁLEZ CASADO, J.M.; CABALLERO, J.M.; CASQUET, C.; GALINDO, C. y TORNOS, F. (1996): Palaeostress and geotectonic interpretation of the Alpine Cycle onset in the Sierra del Gaudarrama (eastern Iberian Central System), based on evidence from episyenites. *Tectonophysics*, 262, 213-229.

GONZÁLEZ CASADO, J.M. y DE VICENTE, G. (1996): Evolución alpina del Sistema Central Español. En M. SEGURA, I. BUSTAMANTE y T. BARDAJI (Eds.). *Itinerarios geológicos desde Alcalá de Henares*, 141-151. Universidad de Alcalá de Henares.

GONZÁLEZ-GALLEGO, F.J. (1995): Cueva del Ave un ejemplo de karst en el Macizo Hespérico. *Boletín Espeleológico SECJA*, 1, 67-72.

GONZÁLEZ YÉLAMOS, J. (1991): *Hidrogeología de las rocas plutónicas y metamórficas en la vertiente meridional de la sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Autónoma de Madrid. 334 p.

GOY, J.L.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. y ZAZO, C. (1989): *Cartografía geológica del Cuaternario, geomorfología y memoria*, Madrid. Escala 1/500.000, hoja 569. ITGE. 27 p.

GRÜN, R. (1986): ESR-dating of a flowstone core from Cova de Sa Bassa Blanca (Mallorca, Spain). *Endins*, 12, 19-23.

GUTIÉRREZ, J. (1998a): Análisis morfoestructural de los bloques basales del sector centro-oriental de la Cordillera Central entre Gallegos y Sigueruelo (Segovia). *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 18, 161-176.

GUTIÉRREZ, J. (1998b): *Caracterización geográfica del karst de Prádena y la Cueva de los Enebralejos*. Ed. Club de Espeleología Talpa. 32 p. Madrid.

GUTIÉRREZ, J. (1999): La formación de la Cueva de los Enebralejos. En J. BIELSA y J. GUTIÉRREZ (Dir.). *Guía de la Cueva de los Enebralejos*. Ed. Club de Espeleología Talpa. 43-53. Madrid.

GUTIÉRREZ, J. y BIELSA, J. (1994): Principales cavidades del karst de Prádena. *Subterránea*, 2, 51-57.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1978): Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero*, LXXXIX-II, 109-113.

HAKIM, B. (1984): Nouvelle approche pour l'évaluation de la dissolution spécifique. *Karstologia*, 4, 56.

- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. y VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. En C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C. KENDALL, H. POSAMENTIER, C.A. ROSS y J.C. VAN WAGONER (Eds.). *Sea level changes. An integrated approaches*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publication, 42, 71-108.
- HARMON, R.S.; THOMPSON, P.; SCHWARCZ, H.P. y FORD, D. (1975): Uranium series dating of speleothems. *NSS Bulletin*, 37-2, 21-33.
- HENNIG, G.J.; GINÉS, A.; GINÉS, J. y POMAR, L. (1981): Avance de los resultados obtenidos mediante datación isotópica de algunos espeleotemas subacuáticos mallorquines. *Endins*, 8, 91-93.
- HENNIG, G.J.; GRÜN, R. y BRUNNACKER, K. (1983): Speleothems, travertines and paleoclimates. *Quaternary Research*, 20, 1-29.
- HENTZCH, B.; MARTÍNEZ GOYTRE, J.; LÓPEZ VERA, F.; MARTÍNEZ FRÍAS, J. y ARAGUAS, L. (1987): Datación mediante la relación Th-230/U-234 de travertinos de la Meseta Sur. *Actas II Congreso de Geoquímica de España*, 105-108. Soria.
- HERNÁN LÓPEZ, A. (1965a): Una cuestión de paleohidrología madrileña: la cueva del Reguerillo. *Revista de Obras Públicas*, 3004, 653-658.
- HERNÁN LÓPEZ, A. (1965b): La Cueva del Reguerillo y el karst del Cerro de la Dehesa de la Oliva. *Actes IV Congrès International de Spéléologie*, III, 483-485. Yugoslavia.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1923): Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. Asociación Española para el Progreso de las Ciencias. *Congreso de Salamanca*, II, 119-134.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1930): Estudio geográfico y geológico de las obras del Canal de Isabel II. *Memorias del Canal de Isabel II*, 455-460.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1965): Carácter de los plegamientos del Neógeno de la Depresión del Tajo. *I<sup>er</sup> Coloquio Internacional de Obras Públicas de Terrenos Yesíferos*, 5, 47-57. Servicio de Obras Públicas.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. y ROYO GÓMEZ, J. (1916): Mineralogía, geología y prehistoria del Cerro de los Angeles (Madrid). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 16, 533-539.
- HERRERO, N. (1979): Aspectos geológicos de los alrededores de Torrelaguna, Madrid. *Jumar*, 3, 1-39.
- HERRERO, N. (1982): El karst de Prádena (Segovia). *Jumar*, 5, 89-104.
- JEANNIN, P.Y. (1990): Néotectonique dans le karst du Nord du lac de Thoun (Suisse). *Karstologia*, 15, 41-54.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, M.C. (1994): *Geoquímica de carbonatos relacionados con etapas de emersión*. Tesis Doctoral (Inédita). Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 216 p.
- JORDÁ PARDO, J.F. (1993a): El poblamiento prehistórico en el sector sur-oriental del Sistema Central peninsular (alto valle del Jarama, Guadalajara, España). *Actas 1º Congreso de Arqueología Peninsular. Trabalhos de Antropologia e Etnologia*, 33,3-4, 99-113. Oporto. Sociedade portuguesa de Antropologia e Etnologia.
- JORDÁ PARDO, J.F. (1993b): Los depósitos kársticos y su contribución al conocimiento del medio ambiente en España durante el Cuaternario. En: *Síntesis del medio ambiente en España durante los dos últimos millones de años*. (1993). Informe temático. 105-128. ITGE-ENRESA. Madrid.
- JULIVERT, M. (1967): La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga.



*Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 1, 59-76.

KARDAS, J.S. (1975): Implicaciones climatológicas del estudio de unos espeleotemas de la Cueva de Reguerillo. *Estudios Geológicos*, XXXI, (5-6), 639-648.

LALOU, J.C. (Coord.) (1989). Colloques: Remplissages karstiques et paléoclimat. *Karstologia Mémoires*, 2, 78 p.

LÁZARO, I. y ASENSIO, I. (1978): La raña, glaciares, encajados y terrazas al EN de Madrid (Estudio geomorfológico). *Estudios Geológicos*, 34, 45-51.

LÁZARO OCHAÍTA, I. (1977): Estudios geomorfológico de la cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario). *Estudios Geológicos*, 33, 101-107.

LEPVRIER, C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1990): Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwest Spain). *Tectonophysics*, 184, 345-356.

LÓPEZ AZCONA, M.C. y MINGARRO MARTÍN, F. (1968): Estudio de los cuerpos concrecionales del Albense de Segovia. *Estudios Geológicos*, XXIV, 243-247.

LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1984): Disolución de rocas carbonatadas. Cuantificación del proceso actual de karstificación en el macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, X (1 y 2), 127-138.

LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1986): Relaciones entre la fracturación y el karst en el macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental). *Estudios Geológicos*, 43, 217-225.

LÓPEZ MARTÍNEZ, J.; CASAS, J. y MARTÍN DE VIDALES, J.L. (1987): Factores formadores y característica mineralógicas de suelos desarrollados sobre el karst de Larra (Pirineo occidental). *Anales de Edafología y Agrobiología*, 39-52.

LÓPEZ MARTÍNEZ, J.; DURÁN VALSERO, J.J.; BAREA, J.; RAMÍREZ TRILLO, F. y JIMÉNEZ BIEDMA, A. (1998): *Geología y geomorfología de la Cueva de Valporquero y de su entorno*. Diputación Provincial de León y Universidad Autónoma de Madrid. Informe inédito. 94 p.

LÓPEZ MARTÍNEZ, J.; DURÁN VALSERO, J.J.; BAREA, J.; RAMÍREZ TRILLO, F. y JIMÉNEZ BIEDMA, A. (2000): *Espeleometría y control de parámetros hidrológicos y microambientales en la Cueva de Valporquero, León*. Diputación Provincial de León, Universidad Autónoma de Madrid. Informe inédito. 78 p.

LÓPEZ VERA, F. (1985): *Las aguas subterráneas en la Comunidad de Madrid*. Plan Integral del Agua en Madrid, 7. Dirección General de Recursos Hidráulicos de la Comunidad de Madrid. 198 p.

LÓPEZ VILCHES, L. y GÓMEZ DE LAS HERAS, J. (1979): Infiltración producida por las aguas superficiales en las dolomías mesozoicas del área Turegano-Sepúlveda (Segovia). *Actas II Simposio Nacional de Hidrogeología*, 381-389. Pamplona.

LLAMAS, M.R. (1987): Recursos hídricos. En E. FERNÁNDEZ Y A. RAMOS (Eds.). *La naturaleza de Madrid*, 94-133. Consejería de Agricultura y Ganadería de la Comunidad de Madrid.

LLAMAS, J.; TORRES, T.; CANOIRA, L.; GARCÍA ALONSO, P.; GARCÍA CORTÉS, A.; HOYOS, M.; MANSILLA, H.; MEYER, V. y NODAL, T. (1995): Aminocronología de los depósitos del Pleistoceno medio de Redueña (Madrid). *Geogaceta*, 17, 43-45.

LLANOS, H.; QUINIF, Y. y ABALOS, B. (1998): Evolución geodinámica reciente de la Sierra de Cantabria (Alava) en base a la datación U/Th de carbonatos continentales de las cuencas de los ríos Ingleses y Ebro. *Boletín Geológico y Minero*, 109 (1), 3-12.

- LLOPIS N. (1950): Sobre algunos fenómenos de sedimentación fluviolacustre en las cavernas. *Speleon*, I, 1, 23-37.
- MACPHERSON, J. (1893): Fenómenos glaciares en San Ildefonso (Segovia). *Actas de la Sociedad Española de Historia Natural*, 23, 144-147.
- MAIRE, R. (1980): Éléments de karstologie physique. *Spélunca spécial*, 3, 56 p.
- MAIRE, R. (1990): La haute montagne calcaire. *Karstologia-mémoires*, 3, 732 p.
- MAIRE, R.; POMEL, S. y QUINIF, Y. (1990): Les conglomérats souterrains. *Spéléochronos*, 2, 3-10.
- MAIRE, R. y QUINIF, Y. (1984): Un complexe sédimentaire karstique en milieu alpin: les dépôts de la galerie Aranzadi (gouffre de la Pierre San Martin, Pyrénées Atlantique). *Comptes Rendus de l'Académie de Science de Paris*, 298, 5, 183-186.
- MAIRE, R. y QUINIF, Y. (1988): Chronostratigraphie et évolution sédimentaire en milieu alpin dans la galerie Aranzadi (gouffre de la Pierre San Martin, Pyrénées, France). En B. BASTIN (Coord.). *Colloque international de sédimentologie karstique. Annales de la Société géologique de Belgique*, 111, 61-77. Hans-sur-Lesse.
- MAIRE, R. y QUINIF, Y. (1989): Les dépôts de la galerie Aranzadi. Association pour la Recherche Spéléologique Internationale a la Pierre San Martin. *Bulletin de L'A.R.S.I.P.*, 16, 69-95.
- MARQUÉS DE LORIANA (1942): Grabados aurinienses en una cueva de la provincia de Madrid. *Archivo Español de Arqueología (índices)*, 40, 76-78.
- MARQUÍNEZ, J. (1990): Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica. En A. CEARRETA y F. UGARTE (Eds.). *The late Quaternary in the western Pyrenean region*. Servicio editorial Universidad del País Vasco. 143-159. Vitoria.
- MARQUÍNEZ, J., MENÉNDEZ DUARTE, R.A. y JIMÉNEZ, M. (1991): Mapa geomorfológico y memoria explicativa de la hoja 103 (Pola de Gordón). En: *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000. 74-79. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- MARTÍN ARROYO, T.; RUIZ ZAPATA, M.B.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; VALDEOLMILLOS, A.; DORADO, M.; BENITO, G. y GIL GARCÍA, M.J. (1999): Paleoclima y paleoambiente durante el Pleistoceno superior y el Tardiglaciario en la región central peninsular. En L. PALLÍ y C. ROQUÉ (Eds.). *Avances en el estudio del Cuaternario español*. 317-324. Gerona.
- MARTÍN DUQUE, J.F. (1992): Nuevos datos sobre el glaciario pleistoceno en la sierra de Guadarrama: los glaciares del arroyo de Las Pozas y del arroyo del Chorro y el circo pantanoso (bog cirque) de Las Regajeras. En F. LÓPEZ BERMUDEZ, C. CONESA GARCÍA y M.A. ROMERO DÍAZ (Eds.). *Estudios de geomorfología en España*, I, 393-401. Sociedad española de Geomorfología. Murcia.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976): Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la cuenca del Tajo. *Estudios Geológicos*, 32, 509-522.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1979): Fallas y fracturas en las capas miocenas de Alcalá de Henares, Madrid: interpretación tectónica. *Estudios Geológicos*, 35, 599-604.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1980): Las grandes estructuras neotectónicas de la cuenca cenozoica de Madrid. *Estudios Geológicos*, 36, 247-253.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1983): Neotectónica de la Cuenca de Madrid. En J.A. COMBA (Coord.). *Libro Jubilar J.M. Ríos* (IGME), II, 543-553.
- MARTÍN SERRANO, A. (1988a): Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la

- Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Boletín Geológico y Minero*, 49 (6), 855-870.
- MARTÍN SERRANO, A. (1988b): Sobre la transición Neogeno-Cuaternario en la meseta. El papel morfodinámico de la raña. *Actas II Congreso Geológico de España*, 1, 395-398. Granada.
- MARTÍN SERRANO, A. (1991): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el macizo hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista Sociedad Geológica de España*, 4, 337-351.
- MARTÍNEZ TUDELA, A.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; GRÜNZ, R. y HENTZSCH, B. (1986): Los travertinos del río Matarrana, Beceite (Teruel), como indicadores paleoclimáticos del Cuaternario. En F. LÓPEZ VERA (Ed.). *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, 307-324. Universidad Autónoma de Madrid. Madrid.
- MARSRIERA, A. (1968): Contribución al estudio sedimentológico de la cueva del Troll. Morfometría y caracteres de los cantos del nivel H de la galería Sur. *Geo y Bio Karst*, año IV, 446-448.
- MARSRIERA, A. (1970): Contribución al estudio de los sedimentos varvados hipogeos. *Speleon*, 17, 27-39.
- MAURA, M. (1951): Los dibujos rupestres de la cueva del Reguerillo (Torrelaguna). Provincia de Madrid. *Actas II Congreso Nacional de Arqueología*, 73-74. Madrid.
- MAURA, M. y PÉREZ DE BARRADAS, J. (1933): Cuevas castellanas. *Anuario de prehistoria madrileña*, 109-114 y 118-119.
- MAZARREDO, C. (1910): La cuenca de abastecimiento del Canal de Isabel II y medios para aumentar y regularizar su caudal. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 10.
- MEGÍAS, A.; ORDOÑEZ, S. y CALVO, J.P. (1983): Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid. *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, I, 163-191.
- MELÉNDEZ, F. (1971): *Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid. 245 p.
- MELÉNDEZ, A.; PEÑA, J.L. y SANCHO, C. (1996): Factores fisicoquímicos que intervienen en el desarrollo de las barreras tobáceas bioconstruidas del río de la Fuente del Berro (Sierra de Albarracín, Teruel). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9 (1-2), 125-134.
- MENÉNDEZ AMOR, J. (1952): Un nuevo yacimiento de plantas fósiles. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 50, 131-132.
- MENÉNDEZ AMOR, J. y FLORSCHÜTZ, F. (1962): Análisis polínico de sedimentos tardiglaciares en la Cueva del Troll (Moyá) Barcelona. *Estudios Geológicos*, 18, 93-95.
- MINGARRO MARTÍN, F. y LÓPEZ DE AZCONA, M.C. (1974): Petrogénesis de las rocas carbonáticas de la provincia de Segovia. *Estudios Geológicos*, 30, (4,5,6), 569-578.
- MINGARRO MARTÍN, F. y LÓPEZ DE AZCONA, M.C. (1975): Estudio de la fracción arcillosa contenida en las rocas carbonáticas del Cretácico superior de la provincia de Segovia. *Estudios Geológicos*, 31, (5,6), 531-542.
- MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (1997): *La nieve en las cordilleras españolas*. Programa ERHIN. Año 93-94. 288 p.
- MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (1998): *La nieve en las cordilleras españolas*. Programa ERHIN. Año 94-95. 231 p.
- MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS, TRANSPORTES Y MEDIO AMBIENTE (1992): *La nieve en*

- las cordilleras españolas*. Programa ERHIN. Años 86-87, 89-90. 264 p.
- MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS, TRANSPORTES Y MEDIO AMBIENTE (1994): *La nieve en las cordilleras españolas*. Programa ERHIN. Año 91-92. 245 p.
- MOLERO, G.; MALDONADO, E.; IÑIGO, C.; SÁNCHEZ, F.L. y Díez, A. (1989): El yacimiento del Pleistoceno superior de la Cueva del Búho (Perogordo, Segovia) y su fauna de vertebrados. Resúmenes de Comunicaciones de las V jornadas de Paleontología. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Valencia, 101-102.
- MONTEERRUBIO, S.; MARTÍNEZ FRÍAS, J.; DE VICENTE, G. y VINDEL, E. (1987): Tectónica y procesos metalogénicos de la zona de Tamajón-Campillo de Ranas, Sistema Central. *Estudios Geológicos*, 43, 25-30.
- MONTORIOL, J. (1954): La hidrología kárstica del Plà de les Basses y sus relaciones con la de otras zonas del macizo del Garraf. *Speleon*, V (1-2), 55-104.
- MONTORIOL, J. (1962): Estudio geomorfológico de la cueva superior del Reguerillo (Patones, Madrid). *Speleon*, XIII, 3-14.
- MORENO SANZ, F. (1980): El karst de Prádena de la Sierra. *Geographica*, XXI-XXII, 77-94.
- MORENO SANZ, F. (1989): *Zonas kársticas en la vertiente N de la Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 724 p.
- MORENO SANZ, F. y SANZ DONAIRE, J.J. (1979): Estudio de los sedimentos fluviales en conductos kársticos de Prádena de la Sierra (Segovia). *Actas VI Coloquio de Geografía*, 73-80. Asociación de Geógrafos Españoles. Palma de Mallorca.
- MUNICIO, L. (1999): Estudio Arqueológico de la Cueva de los Enebralejos. En J. BIELSA y J. GUTIÉRREZ (Dir.). *Guía de la Cueva de los Enebralejos*. 55-64. Club de Espeleología Talpa. Madrid.
- MUNICIO GONZÁLEZ, L. y PIÑÓN VARELA, F. (1990): Cueva de los Enebralejos (Prádena, Segovia). *Numantia*, III, 51-76. Investigaciones Arqueológicas en Castilla y León.
- MUÑOZ MARTÍN, A. (1993): *Campos de esfuerzos alpinos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura. (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 250 p.
- NGUYEN, H.V. y LALOU, J.C. (1969): Comportement géochimique des isotopes des familles de l'uranium et du thorium dans les concrétionnements: application à la datation des stalagmites. *Comptes Rendus de l'Académie de Science de Paris*, 266, 560-563.
- NODAL RAMOS, M.T. y AGUEDA, J.A. (1976): Características de la sedimentación cretácico-terciaria en el borde septentrional de la cuenca del Tajo. *Estudios Geológicos*, 32, 115-120.
- OBERMAIER, H. y CARANDELL, J. (1917): Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*. Serie Geológica, 19, 1-94.
- O'NEIL, J.R.; CLAYTON, R.N. y MAYEDA, T.K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal Chemical Physics*, 51, 5547-5558.
- OPENSHAW, S. (1996): *Paleosecular variation observed in speleothems from westren China and northern Spain*. Tesis Doctoral (Inédita). Department of Earth Science. Liverpool. 260 p.
- ORDOÑEZ, S.; GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1981): Carbonatos fluviales paraactuales en el valle del río Tajuña. *Memoria de la V Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario*. 280-293.

- ORDOÑEZ, S.; GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1990): Datación radiogénica (U-234/U-238 y Th-230/U-234) de sistemas travertínicos del Alto Tajo (Guadalajara). *Geogaceta*, 8, 53-56.
- ORTEGO, T. (1979): Un nuevo grupo de pinturas rupestres en el término de Muriel (Guadalajara). *Actas del XV Congreso Nacional de Arqueología*, 429-438. Lugo.
- PEDRAZA, J. (1976): Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox. *Boletín Geológico y Minero*, 87, 1-12.
- PEDRAZA, J. (1978): *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 459 p.
- PEDRAZA, J. (1994a): Sistema Central. En M. GUTIÉRREZ ELORZA (Ed.). *Geomorfología de España*, 63-100. Ed. Rueda. Madrid.
- PEDRAZA, J. (1994b): El periglaciario del Sistema Central español. En A. GÓMEZ ORTIZ (Ed.). *El periglaciario de la Península Ibérica de Canarias y Baleares*. Sociedad Española de Geomorfología. Monografías, 7, 147-164. Granada.
- PEDRAZA, J.; BARDAJÍ, T.; CENTENO, J.D. y FERNÁNDEZ, P. (1991): *Mapa geológico de España y memoria, Segovia* (Geomorfología). Escala 1/50.000, hoja 483. 93-111. Instituto Tecnológico Geominero de España.
- PEDRAZA, J. y CENTENO, J.D. (1987): Nuevo foco glacial pleistoceno en la Sierra de Guadarrama. *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario*, 183-186. AEQUA.
- PEDRAZA, J.; CENTENO, J.D.; ACASO, E. y RUBIO, J.C. (1987): Circulos de piedra e hidrolacólitos actuales en el Sistema Central español. *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario*, 187-190. AEQUA.
- PEDRAZA, J. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1980): *Gredos, Geología y Glaciario*. Ed. Trazo. Zaragoza. 31 p.
- PENCK, A. (1894): Das klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*. 134 p.
- PÉREZ AGUDO, (1995): Interpretación de ondas P y S en la Meseta Ibérica. Tesis de Licenciatura (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 88 p.
- PÉREZ ESTAÚN, A., BASTIDA, F., ALONSO, J.L., MARQUÍNEZ, J., ALLER, J., ÁLVAREZ-MARRÓN, J., MARCOS, A. y PULGAR, J.A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7, 517-537.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1971a): Tertiary and Quaternary of the plateau of New Castille. *American Geological Institut International Field.*, 225-240.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1971b): Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar). *Estudios Geológicos*, 37, 317-324.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1980): Geología y estratigrafía de los yacimientos de áridos en la llanura aluvial de Arganda (Madrid). En M. SANTONJA, M. LÓPEZ y A. PÉREZ GONZÁLEZ (Eds.). *Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama*, 49-61. Diputación Provincial de Madrid.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982): *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Ediciones de la Universidad Complutense de Madrid. 787 p.

- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1989): Depresión del Duero. En V. BIELZA DE ORY (Coord.): *Territorio y Sociedad en España I. Geografía Física*, 167-175. Taurus. Madrid.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1994): Depresión del Tajo. En: M. GUTIÉRREZ ELORZA (Ed.). *Geomorfología de España*, 389-436. Rueda. Madrid.
- PERÉZ GONZÁLEZ, A y ASENSIO, I. (1973): Rasgos sedimentológicos y geomorfológicos del sistema de terrazas del río Henares en la zona de Alcalá-Azuqueca. *Boletín Geológico y Minero*, 84, 15-22.
- PERÉZ GONZÁLEZ, A y GALLARDO, J. (1987): La raña al sur de la Somosierra y sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2, 29-32.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.; MARTÍN SERRANO, A. y POL MÉNDEZ, C. (1994): Depresión del Duero. En M. GUTIÉRREZ ELORZA (Ed.). *Geomorfología de España*, 351-388. Ed. Rueda. Madrid.
- PERÉZ GONZÁLEZ, A. y PORTERO, J.M. (1990) (Dir.): *Mapa geológico de España y memoria, Valdepeñas de la Sierra*. Escala 1/50.000, hoja 485. IGME. 84 p.
- PERÉZ GONZÁLEZ, A.; RUÍZ GARCÍA, C. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1990) (Dir.): *Mapa geológico de España y memoria, Torrelaguna*. Escala 1/50.000, hoja 509. IGME. 130 p.
- PERÉZ GONZÁLEZ, A.; RUÍZ GARCÍA, C. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1991) (Dir.): *Mapa geológico de España y memoria, Segovia*. Escala 1/50.000, hoja 483. IGME. 135 p.
- PERRUCHOT, A.; DUPUIS, C.; BROUARD, E.; NICAISE, D. y ERTUS, R. (1997): L'halloysite karstique: comparaison des gisements types de Wallonie (Belgique) et du Perigord (France). *Clay Minerals*, 32, 271-287.
- PORRAS MARTÍN, J. (1979): Protección de la calidad de las aguas subterráneas. *Boletín Geológico y Minero*. XC-III, 294-301.
- PORTERO, J. y AZNAR, J. (1983): *Mapa geológico de España y memoria, Jadraque*. Escala 1/50.000, hoja 486. IGME. Madrid. 86 p.
- PORTERO, J. y AZNAR, J. (1984): Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *Actas 5º Congreso Español de Geología*, III, 253-263. Madrid.
- PORTERO, J. y OLIVÉ, A. (1984): La Meseta meridional. En J.A. COMBA (Coord.). *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, II, 527-534.
- PRADO, C. (1864): *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Madrid. (Reedición, 1975). 325 p.
- PUCH, C. (1986): La cueva del Reguerillo (Patones, Madrid). *Exploracions*, 10, 69-80.
- PUCH, C (1987): Atlas de grandes cavidades españolas. *Exploracions*, 11, 496 p.
- PUCH, C (1997): Un poco de historia. En C. FIERRO (Coord.). *La Cueva del Reguerillo y su entorno: un estudio multidisciplinar*, 37-41. Comisión de Conservación de Cavidades. Federación Madrileña de Espeleología.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1894): Cavernas y simas de España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, XXI, TI, segunda serie, 443 p. Madrid.
- QUEROL, R. (1989): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. Escuela Técnico Superior de Ingenieros de Minas de Madrid. Departamento de Ingeniería Geológica. 48 p.

- QUINIF, Y. (1987): Concentrations anormales en uranium dans les stalagmites (Gouffre de la Pierre Saint Martin, Pyrénées, France). *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 96-2, 121-128.
- QUINIF, Y. (1989): La datation uranium-thorium. *Spéléochronos*, 1, 3-22.
- QUINIF, Y.; GENTY, D. y MAIRE, R. (1994): Les spéléothèmes: un outil performant pour les études paléoclimatiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 165 (6), 603-612.
- QUINIF, Y. y MAIRE, R. (1986): Étude sédimentologiques et datations radiométrique dans le Gouffre de la Pierre Saint Martin (Pyrénées, France): contribution à l'étude du Quaternaire pyrénéen. *Actas 9º Congreso Internacional de Espeleología*, 1, 294-296. Barcelona.
- QUIROGA, F. (1876): Observaciones sobre algunas rocas de Riaza. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, V, 231-234.
- RACERO, A. (1988): Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NO de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de datos del subsuelo. *Actas II Congreso Geológico de España*. Granada.
- REDONDO, J.M. (1980): Espeleogénesis de la vertiente sur del macizo del Fresneda, Vegacervera (León). *Speleon*, 25, 65-75.
- RENAULT, P. (1968): Spéléologie physique. *Annales de spéléologie*, 23 (3), 529-596.
- REYES, E.; CABALLERO, E.; RODRÍGUEZ JIMÉNEZ, P.; JIMÉNEZ DE CISNEROS, M.C. y DELGADO, A. (1993). Caracterización isotópica y análisis de los procesos de degradación de los materiales carbonatados de la Cueva de Nerja. Estudio preliminar. *Trabajos sobre la Cueva de Nerja*, 3, 267-295. Patronato de la cueva de Nerja. Málaga.
- RIBA, O. (1957): Terraces du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. INQUA. *V Congress International, Madrid-Barcelona, livret guide de l'excursion C2*, 5-55.
- RIBEIRO, A.; KULBERG, M.C.; MANUPELLA, G. y PIPPS, S. (1990): A review of alpine tectonic in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357-366.
- RINCÓN, A.; LÓPEZ AZCONA, C. y ALVAREZ, C. (1977): Estudio geomatemático de las rocas carbonatadas de la provincia de Segovia. *Estudios Geológicos*, 33, 581-587.
- RINCÓN, A.; ORDÓÑEZ, S. y DE LA PEÑA, J.A. (1978): Tratamiento estadístico de datos granulométricos. Aplicación a la formación Utrillas del extremo occidental de la cordillera Ibérica y borde del Sistema Central. *Estudios Geológicos*, 34, 543-547.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1991) (Dir.): *Mapa geológico de España y memoria*. La Pola de Gordon. Escala 1/50.000, hoja 103. ITGE. Madrid. 138 p.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1996) (Dir.): *Mapa Geológico de España y memoria*. Tamajón. Escala 1/50.000, hoja 484. ITGE. Madrid. (Inédito).
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. y HEREDIA, N. (Dir.) (1994). *Mapa Geológico de la provincia de León*, escala 1/200.000 (memoria). Instituto Geológico y Minero de España y Diputación Provincial de León. 166 p.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; ALVÁREZ, G.; CÁCERES, L.M.; MARTÍNEZ AGUIRRE, A. y ALCARAZ, J.M. (1998): Evidencias morfogenéticas cuaternarias en el karst de la Sierra del Endrinal (Grazalema, Cádiz). *Geogaceta*, 24, 267-270.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; ALVÁREZ, G.; CÁCERES, L.M.; MARTÍNEZ AGUIRRE, A. y ALCARAZ, J.M. (1999): Morfogénesis y fases de karstificación cuaternarias en la Sierra del Endrinal (Grazalema,

Cádiz). *Cuaternario y Geomorfología*, 13, 7-17.

ROQUERO DE LABURU, C. (1993): La raña: unidad y diversidad. En. A. PINILLA (Coord.). *La raña en España y Portugal*, 381-392. Centro Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.

ROQUES, H y EK, C.(1973): Étude experimental de la dissolution des calcaire pour une eau chargée en CO<sub>2</sub>. *Annales de Spéléologie*, 28, 549-563.

ROYO GÓMEZ, J. y MENÉNDEZ PUGUET, L. (1929): *Mapa geológico de España y memoria*, Algete. Escala 1/50.000, hoja 535. IGME. Madrid.

RUIZ BUSTOS, A. (1997): Características biostratigráficas y paleoecológicas que implican los mamíferos cuaternarios en las cuencas de la Cordillera Bética. En J. RODRÍGUEZ VIDAL (Ed.). *Cuaternario Ibérico*, 283-296. AEQUA, Huelva.

SAEFTTEL, H. (1961): Paleogeografía del Albense en las Cadenas Celtibéricas de España. *Notas y Comunicaciones del IGME*, 63, 163-192.

SÁNCHEZ, J.A. (1983): Informe operación Valporquero '82. *Sil*, 1, 17-21. León.

SÁNCHEZ, E.; BERMEJO, F. y MEDINA, J.M. (1986): Contribuciones al catálogo regional. *Boletín GET*, 4, 37-41.

SÁNCHEZ CELA, V. (1969): Contribución al estudio de la fracción aleurítico-arcillosa de los sedimentos albenses de la provincia de Segovia. *Estudios Geológicos*, 25, 113-121.

SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J.A.; COLMENERO, J.R. GARCÍA RAMOS, J.C. y GONZÁLEZ LASTRA, J. (1983): Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Zona Cantábrica. En: *Carbonífero y Pérmico de España*, 1, 133-150. IGME, Madrid.

SÁNCHEZ SERRANO, F. (1991): *Análisis de la deformación alpina en el borde sur-oriental del Sistema Central español (zona de Tamajón, Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 198 p.

SÁNCHEZ SERRANO, F.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1993a): Cortes compensados para la deformación principal alpina en el borde sur oriental del Sistema Central español. (Zona de Tamajón, Guadalajara). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (1-2), 8-14.

SÁNCHEZ SERRANO, F.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y DE VICENTE, G. (1993b): Evolución de las deformaciones alpinas en el borde suroriental del Sistema Central Español (Zona de Tamajón, Guadalajara). *Boletín Geológico y Minero*, 104 (1), 3-12.

SAN JOSÉ, M.A. (1975a): Mapa geológico de España y memoria, Mondéjar. Escala 1/50.000, hoja 584. IGME.

SAN JOSÉ, M.A. (1975b): Mapa geológico de España y memoria, Chinchón. Escala 1/50.000, hoja 606. IGME.

SAN JOSÉ, M.A. (1975c): Mapa geológico de España y memoria, Arganda. Escala 1/50.000, hoja 583. IGME.

SANTAMARTA, P. (1974): *La Cueva de Valporquero*. Ed. Everest, 64 p.

SANZ BLANCO, C. (1984): Recursos y reservas hídricos subterráneos en la unidad litoestratigráfica carbonatada del Cretácico de la subcuenca terciaria de Segovia. *Actas I Congreso Español de Geología*. IV, 365-381. Segovia.

SANZ DONAIRE, J.J. (1976): Más huellas glacionivales en los montes Carpetanos, al este del Puerto de



Lozoya. *Boletín de la Real Sociedad Geográfica*, 112, 519-534.

SANZ HERRÁIZ, C. (1988): *El relieve del Guadarrama oriental*. Consejería de Política Territorial. Comunidad Autónoma de Madrid. 547 p.

SAUVET, G. (1983): La Cueva de la Griega. Nuevos grabados paleolíticos en la Meseta. *Revista de Arqueología*, 33, 6-15.

SCHMIEDER, O. (1915): Die Sierra de Gredos. *Mitthe. der Geogra. Gesellschaft*. München 10, 1-60. Traducción española por C. Vidal Box (1953) en: *Estudios Geográficos*, 52, 421-440 y 53, 629-653.

SCHROEDER, E. (1930): Die Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentral Spanien). Traducción española por S. Miguel de la Cámara (1948): La zona limítrofe del Guadarrama y las cadenas Hespéricas. *Publicaciones Extranjeras sobre la Geología de España*, IV. 235-292.

SCHULTZ, L.G. (1964): *Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-Ray and chemical data for the Pierre Shale*. U.S. Geological Survey. Profesional Paper, 391C, 31 p.

SCHWARCZ, H.P. (1986): Geochronology and isotopic geochemistry of speleothems. En P. FRITZ y J.Ch. FONTES (Eds.). *Handbook of environmental isotope geochemistry*, 2, 271-303. Elsevier. Amsterdam.

SCHWENZNER, J.E. (1937): Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. *Geographische Abhandlungen*, 3, 128 p. Stuttgart. Traducción española por C. Vidal Vox (1943) en *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 14, 121-147.

SEGURA, M. (1982): *Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de la Cordillera Ibérica en la provincia de Guadalajara*. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense. Madrid. 422 p.

SEGURA, M.; CARENAS, B.; GARCÍA-HIDALGO, J.; GARCÍA, A.; SORIA, N. y GIL, J. (1994): Correlación secuencial de los depósitos del Cenomanense inferior y medio del Sistema Central. Cordillera Ibérica y Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18, 217-240.

SEGURA, M.; GARCÍA, A.; GARCÍA HIDALGO, J.F., CARENAS, B.; RUIZ, G. y GIL, J. (1996): Relaciones genéticas entre las unidades litoestratigráficas del Cretácico medio y superior de la Cordillera Ibérica occidental. *Geogaceta*, 20, 54-57.

SELL, I.; POUPEAU, G.; CASQUET, C.; GALINDO, C. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1995): Exhumación alpina del bloque morfotectónico Pedriza-La Cabrera (Sierra del Guadarrama, Sistema Central Español): potencialidad de la termocronometría por trazas de fisión en apatitos. *Geogaceta*, 18, 23-26.

SERRAT, D. y ALBERT, J.F. (1973): Estudio sedimentológico de los materiales de relleno de la cova de les Teixoneres. *Speleon*, 20, 63-79.

SESÉ, C. (1994): Paleoclimatical interpretation of the Quaternary small mammals of Spain. *Geobios*, 27 (6), 753-767.

SESÉ, C. y RUIZ BUSTOS, A. (1992): Nuevas faunas de micromamíferos del Pleistoceno del Norte de la Provincia de Madrid (España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 87 (1-4), 115-139.

SHACKLETON, N.J. y OPDYKE, N.D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  and  $10^6$  year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.

SILVA, P.G. (1988): *El Cuaternario del sector centromeridional de la Cuenca de Madrid: aspectos geomorfológicos y neotectónicos*. Tesis de Licenciatura (Inédita). Universidad Complutense de Madrid.

143 p.

SILVA, P.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988a): Neotectónica del sector centro-meridional de la cuenca de Madrid. *Estudios Geológicos*, 44, 415-427.

SILVA, P.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988b): Evolución geomorfológica de la confluencia de los ríos Jarama y Tajuña durante el Cuaternario (Cuenca de Madrid, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 2, 125-133.

SODDY, F. (1913): The radioelements and the periodic law. *Chemical News*, 107, 97 p.

SOLÉ SABARIS, L.; FONT QUER, N.; LLOPIS, N. y MASACHS, V. (1952): *Geografía Física de España*. Ed. Montaner y Simón. Tomo I, 500 p. Barcelona.

SOPENA, A. (1980): Mapas geológicos del borde sureste del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 6, 73-96. Universidad Complutense de Madrid.

SORRIAUX, P. (1982): *Contribution à l'étude de la sédimentation en milieu karstique. Le système de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées ariégeoises)*. Tesis Doctoral. Universidad Paul Sabatier, Toulouse. 255 p.

SURIÑACH, E. (1988): Crustal structure in Central Spain. *European Geotraverse Workshop*, 187-197.

TEMIÑO, J., SEGURA, M.F. y CALONGE, A. (1988): Itinerario geológico por Humanes-Tamajón-Retienas. *Henares, Revista Geológica*, 2 (Apéndice), 31-40.

TONI, I. y MOLERO, G. (1990): Los roedores (Rodentia, Mammalia) del yacimiento cuaternario de Pinilla del Valle. *Acta Salmanticensia*, 68, 359-373.

TORCAL SAINZ, R. (1971): Tectónica de la zona de Tamajón. *Actas I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, I, 451-457.

TORRES, T. (1969): Un hiénido de las cavernas de Pedraza. *Boletín Geológico y Minero*. XXXIII, 231-234.

TORRES, T. (1970): Estudio cronoestratigráfico de la Cueva del Reguerillo y su conexión con la Geología del Cuaternario. *Actas I Congreso Nacional de Espeleología*. Barcelona.

TORRES, T. (1974): *Estudio de la cueva del Reguerillo*. Proyecto fin de carrera. Escuela Técnico Superior de Ingenieros de Minas. Madrid. 375 p.

TORRES, T. (1997): El yacimiento paleontológico de la Cueva del Reguerillo. En C. FIERRO (Coord.). *La Cueva del Reguerillo y su entorno: un estudio multidisciplinar*, 7-18. Comisión de Conservación de Cavidades. Federación Madrileña de Espeleología.

TORRES, T. (1998): La Paleontología espeleológica en Cantabria. En J. LEÓN GARCÍA (Coord.). *Cantabria subterránea. Catálogo de las grandes cavidades*, II, 740-741. Gobierno de Cantabria. Consejería de Cultura y Deporte.

TORRES, T.; BARETTINO, D.; CANOIRA, L.; COBO, R.; GARCÍA CORTÉS, A.; GRÜN, R.; HOYOS, M.; JULIÁ, R.; LLAMAS, J.; MANSILLA, H.; MEYER, V.; QUINTERO, I.; SOLER, V.; VALLE, M.; BRUSI, D.; COELLO, F.J.; GARCÍA ALONSO, P.; GUERRERO, P.; NESTARES, T.; PELÁEZ, A. y RODRÍGUEZ ALTO, N. (1996): Aportaciones al conocimiento de la evolución paleoclimática y paleoambiental en la Península Ibérica durante los dos últimos millones de años a partir del estudio de travertinos y espeleotemas. *Publicaciones Técnicas*, 3. ENRESA. 118 p.

TORRES, T.; CANOIRA, L.; COBO, R.; COELLO, F.J.; GARCÍA, P.; GARCÍA CORTÉS, A.; HOYOS, M.; JULIÁ, R.; LLAMAS, J.; MANSILLA, H. y MEYER, V. (1994a): Aminoestratigrafía de

los depósitos travertínicos de Priego (Prov. de Cuenca, España central): primeros resultados. *Geogaceta*, 16, 102-105.

TORRES, T.; COBO, R.; GARCÍA CORTÉS, A.; HOYOS, M. y GARCÍA ALONSO, P. (1994b): Cronoestratigrafía de los depósitos fluviokársticos del cerro de la Oliva (Patones, Madrid). *Geogaceta*, 15, 90-93.

TORRES, T.; COBO, R.; HOYOS, M.; MANSILLA, H.; SOLER, V. y COELLO, F.J. (1994c): Sedimentología, magnetoestratigrafía e isotopía de los depósitos fluviokársticos de la Cueva del Reguerillo (Patones, Madrid): interpretación paleoambiental. *Geogaceta*, 15, 127-130.

TORRES, T.; COBO, R.; GARCÍA ALONSO, P.; GRÜN, R.; HOYOS, M.; JULIÁ, R.; LLAMAS, J. y SOLER, V. (1995): Evolución del sistema fluvial Jarama-Lozoya-Guadalupe durante el Plioceno final y el Cuaternario. *Geogaceta*, 17, 46-48.

TORRES, T. y PUCH, C. (1973): Estudio geomorfológico estadístico de cavidades desarrolladas bajo cobertera sedimentaria poco potente. *Actas 6º International Congress Speleology*. Olomuc, Checoslovaquia. 1-15.

TORRES, T. y PUCH, C. (1994): Cueva del Reguerillo. *Tecno Ambiente*, 35, 73-80. Madrid.

TURI, B. (1986): Stable isotope geochemistry of travertine. En P. FRITZ y J.Ch. FONTES (Eds.). *Handbook of environmental isotope geochemistry*, 2, 207-238. Elsevier. Amsterdam.

ULLASTRE MARTORELL, J. (1970): Consideraciones morfométricas y morfogénicas sobre las perforaciones cilindroideas en el lapiaz. *Speleon*, 17, 7-22.

VALLEJO, M. y COCERO, A. (1997): El patrimonio geomorfológico de la Comunidad de Castilla - La Mancha: inventario de puntos de interés. *III Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico*, 91-95. Sociedad Geológica de España y Universidad de Girona.

VAN DER MAREL, H.W. (1966): Quantitative analysis of clay minerals and their admixtures. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 12, 96-138.

VAUDOUR, J. (1969): Données nouvelles et hypothèses sur le Quaternaire de la région de Madrid. *Méditerranée*, 8, 79-92.

VAUDOUR, J. (1979): *La région de Madrid, altérations, sols et paléosols*. Ophrys. Marseille. 390 p.

VEGAS, R.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. y MÍNGUEZ MARÍN, F. (1975): *Mapa geológico de España, y memoria*, Getafe. Escala 1/50.000, hoja 582. IGME. Madrid.

VEGAS, R. y SURINACH, E. (1987): Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia. *Geogaceta*, 2, 40-42.

VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J.T. y MARCOS, A. (1986): Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central español: modelo de deformación intracontinental distribuida. *Geogaceta*, 1, 24-25.

VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J.T.; SURINACH, E. Y MARCOS, A. (1990): Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184, 367-378.

VIDAL BOX, C. (1942): La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 40, 117-132.

VILAS, L.; MAS, R.; GARCÍA, A.; ALONSO, A.; MELÉNDEZ, N. y RINCÓN, R. (1982): Ibérica suroccidental. En A. GARCÍA (Coord.). *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid. 457-508.

WARBUNTON, J. y ALVAREZ, C. (1990): A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System. *Libro Homenaje a Rafael Soler*. AAGEP, 147-155.

WIEDMANN, J. (1964): Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ces céphalopodes. *Estudios Geológicos*, XX (1-2), 107-149.

## LISTA DE ACRÓNIMOS

AIEA: Agencia Internacional de la Energía Atómica  
B.P.: *Before Present*, antes de la actualidad  
*ca.*: *circa*, aproximadamente  
CAE: Club Alpino Español  
CE: Conductividad eléctrica  
CRCCE: Comité Regional Castellano Centro de Espeleología  
CSIC: Consejo Superior de Investigaciones Científicas  
ESR: Electron Spin Resonance  
E.I.: Estadio Isotópico  
GAEM: Grupo de Actividades Espeleológicas de Madrid  
GE: Grupo Espeleológico  
GEM: Grupo Espeleológico de Matallana  
GER: Grupo Espeleológico de la Robla  
GES HHT: Grupo de Espeleología de Hermandades del Trabajo  
GET: Grupo de Espeleología Telefónica  
IGME: Instituto Geológico y Minero de España  
ITGE: Instituto Tecnológico Geominero de España  
ka: kiloaños (1.000 años)  
mg/l: miligramos por litro  
m s.n.m.: metros sobre el nivel del mar  
OJE: Organización Juvenil Española  
p. ej.: por ejemplo  
ppm: Partes por millón  
Q: Caudal  
RX: Rayos X  
SEII: Sección de Espeleología de Ingenieros Industriales  
SIDI: Servicio Interdepartamental de Investigación (de la Universidad Autónoma de Madrid)  
SMOW: Standar Mean Ocean Water  
UAM: Universidad Autónoma de Madrid  
VSMOW: Vienna Standar Mean Ocean Water

